

Pécsi Tudományegyetem Természettudományi Kar
Földtudományok Doktori Iskola

**A Délkeleti-Börzsöny és a Visegrádi-szoros
geomorfológiai szintjeinek kapcsolata
Doktori (Ph.D.) értekezés**

Szeberényi József

Témavezető:
Dr. Fábián Szabolcs Ákos

A Doktori Iskola vezetője:
Dr. Dövényi Zoltán

Pécs, 2014

Tartalom

1. Bevezetés.....	5
2. Kutatási háttér	5
2.1. A teraszok azonosításának nehézségei	6
2.2. A Dunakanyar kavicsainak kérdésköre	7
2.3. A teraszok párhuzamosítása és a szerkezeti mozgások	8
2.4. A magas teraszok kérdésének tisztázatlansága.....	11
3. A kutatás tárgya, célja és vázlata.....	12
4. Kutatási módszerek	15
4.1. Térképészeti és szakirodalmi adatgyűjtés, terepbejárás.....	15
4.2. Geoinformatikai módszerek	15
4.3. Statisztikai módszerek	19
4.4. Üledékföldtani módszerek	21
4.5. Klasszikus geomorfológiai módszerek.....	22
4.6. Az ősföldrajzi kép megrajzolása	22
5. Kutatástörténeti áttekintés	24
5.1. A Délkeleti-Börzsöny geológiai és geomorfológiai kutatásának története	24
5.2. A Déli-Börzsöny idős kavicsainak kutatástörténete	26
5.3. A dunateraszok kutatástörténete	28
5.4. A Visegrádi-szoros kialakulási elméleteinek kronológiája.....	29
6. A kutatási terület bemutatása.....	32
6.1. A kutatási terület.....	34
6.2. Földtani alapok bemutatása	35
6.3. A kutatási terület jelenlegi vízhálózatának bemutatása.....	37
6.4. A kutatási terület jelenlegi geomorfológiája	39
7. A dunai teraszrendszer vizsgálatának eredményei	43
7.1. A Visegrádi-szoros teraszai PÉCSI MÁRTON kutatásai alapján.....	43

7.2. Kismaros és a Szék-hegy közötti szakasz tisztázatlan helyzete	45
7.2.1. Ártéri szintek	46
7.2.2. Alacsonyabb helyzetű fiatal teraszok	46
7.2.3. A magasabb helyzetű fiatal teraszok geomorfológiai szintje	55
8. A Délkeleti-Börzsöny domborzatanalízisének eredményei	59
8.1. A Délkeleti-Börzsöny felszíneinek fogalma, típusai és formái	59
8.2. A felszín kimutatása geoinformatikai módszerrel	62
8.2.1. Digitális domborzatmodell és a vizsgálatra alkalmas részek kijelölése	62
8.2.2. A vizsgálatra alkalmas területen található csúcsok és lejtőpihenők kijelölése	64
8.3. A felszín elkülönítése statisztikai vizsgálatokkal	66
8.4. A geoinformatikai-statisztikai adatokra alapozott rendszer vázlata	68
8.4.1. A vázlat összevetése a dunai teraszrendszer magassági adataival	70
8.5. A felszíneken települő idős üledékek.	71
8.5.1. A bádeni tengerben lerakódott mészkövek	71
8.5.2. Távoli területekről érkezett kvarc és metamorf kavicsok	73
8.6. Maradványfelszín bemutatása	92
8.6.1. Az idős kavicsokkal fedett 290–310 méter magasságú felszín és környezetük	92
8.6.2. A Rákosi mészkővel fedett 240-270 méter magasságú felszín és környezetük	95
8.6.3. A maradványfelszín egymáshoz való viszonya	97
8.7. A patakteraszok bemutatása	99
8.7.1. A Délkeleti-Börzsöny patakteraszainak alapvető formái	99
8.7.2. Elhagyott patakmedrek mint korábbi vízrajzi átjárók a Délkeleti-Börzsöny területén	101
8.8. A patakteraszok és a Duna-teraszok kapcsolata	104
8.8.1. A jelenlegi dunai árterek és a Délkeleti-Börzsöny völgytalpainak kapcsolata	104
8.8.2. A dunai teraszok és a Délkeleti-Börzsöny patakteraszainak kapcsolata	106
9. A kutatási terület ősdomborzati képe	110
9.1. Üledékföldtani és tektonikai jellemzők	110

9.2. Geomorfológiai és hidrográfiai jellemzők	111
9.3. Rekonstruált ősföldrajzi környezet.....	112
10. Összefoglalás	115
10.1. Tézisek	115
10.1.1. A folyóvölgy dunai teraszaival kapcsolatos eredmények.....	115
10.1.2. A háttérterület geoinformatikai-statisztikai vizsgálatainak eredményei.....	116
10.1.3. A háttérterületen végzett üledékföldtani vizsgálatok eredményei	116
10.1.4. Klasszikus geomorfológiai módszerek eredményei.....	117
10.2. Következtetések	119
10.3. Diskusszió	120
10.3.1. A magas teraszok dunai eredetének megkérdőjelezése.....	120
10.3.2. A fiatal Duna-teraszok helyzete Verőce környezetében	121
10.3.3. Korábban mért eredményekkel való összevetés	122
10.3.4. A Duna főmedrének változása a pleisztocén során	122
10.4. Megjegyzés	123
Köszönetnyilvánítás.....	124
Irodalom	125

1. Bevezetés

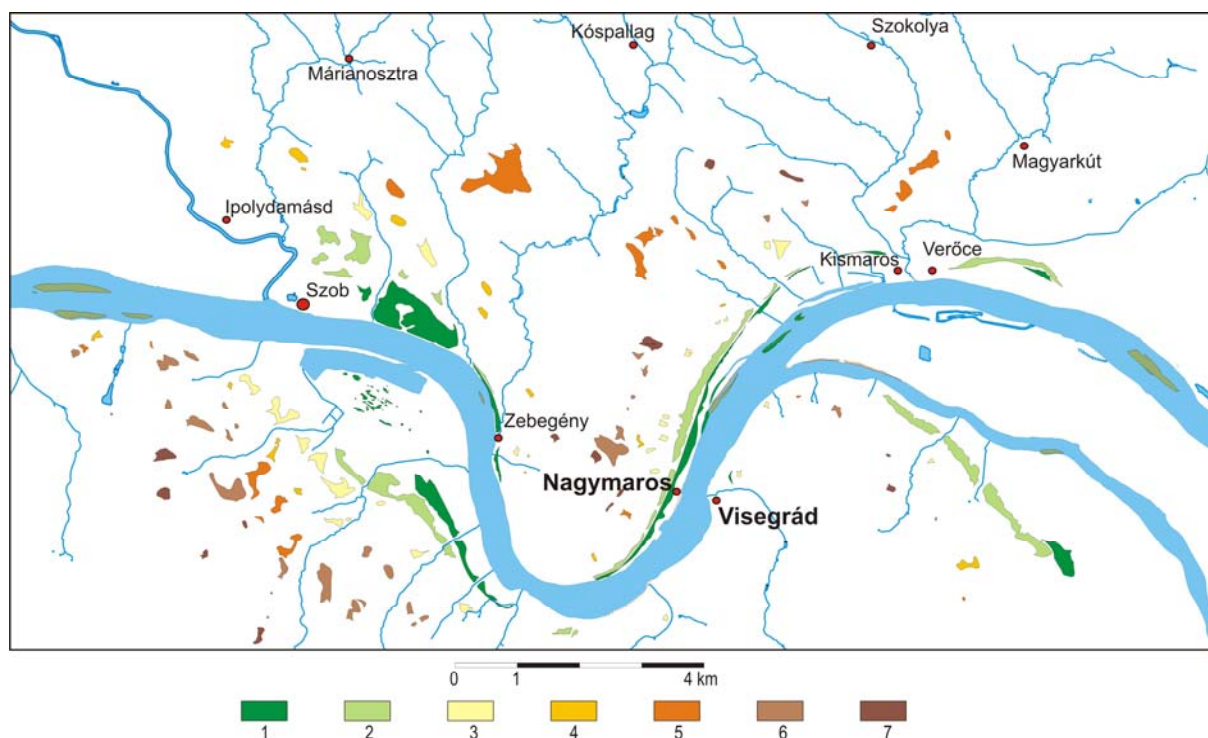
Egy folyóvölgy változásainak megismeréséhez a geomorfológia eszközei kiemelkedő fontosságúak. A völgyfejlődés mérföldköveit elsősorban az éghajlat változások, illetve a szerkezeti mozgások által vezérelt eróziós és akkumulációs folyamatok együttes következményeiként létrejövő – általában kavicsokat és löszöket is magukon hordozó – teraszok jelentik. A teraszok formájukban és anyagukban is egyértelműen elkülönülnek az eredeti környezetüktől, vizsgálatukat a geomorfológia tudománya már több, mint 100 éve napirenden tartja.

A Dunakanyar Esztergom és Vác között 60 kilométer hosszan kialakult völgyének fejlődéstörténetére vonatkozó adatok mind a mai napig hiányosnak mondhatók. Nagyon sok esetben találkozhatunk olyan helyzettel, ahol nem lehet meggyőzően összekötni az azonosnak mondott geomorfológiai szinteket, sőt olyannal is, ahol maga a geomorfológiai szint léte is megkérdőjelezhető. Ez a keletkezésük óta tartó erózióból fakad, ugyanis bizonyos formákat végérvényesen elpusztítottak a későbbi folyamatok.

Ha a folyóra tekintő völgyoldalakban nincs elegendő és megfelelő forma, akkor a folyóvölgygel hidrográfiailag kapcsolatban álló területek geomorfológiáját kell megvizsgálni, mert a Dunába torkolló kis hegyi patakok által formált domborzat ugyanolyan változásokat kellett elszenvedjen, mint maga a folyóvölgy. A folyóteraszok mintájára, ezért a kisebb csatlakozó völgyek oldalaiban meg kell jelenniük azoknak a patakeraszoknak, amelyek kialakulásuk idején a Duna-völgyben lévő folyóteraszokkal álltak kapcsolatban. A Visegrádi-szoros és a hozzá hidrográfiailag kapcsolódó területek geomorfológiájában tehát párhuzamosíthatóságnak kell mutatkoznia.

2. Kutatási háttér

A Dunakanyar fejlődését már nagyon sok szempontból vizsgálták és azok eredményeit sokféleképp értelmezték. Ez alapján a fejlődéstörténet napjainkban, nagy vonalakban már felvázolható (*1. ábra*). A téma eddigi legátfogóbb összegzését PÉCSI M. (1959) készítette el, az akkori kor színvonalának megfelelően. Napjainkra a Visegrádi-szorossal kapcsolatban azonban egyre több olyan információ kerül napvilágra, mely alapján az 50 éve érvényben lévő teraszbeosztás felülvizsgálatán el kell gondolkodnunk (pl. SCHWEITZER F. – SCHEUER GY. 1988, HAHN GY. 1989, RUSZKICZAY-RÜDIGER ZS. et al. 2005, GÁBRIS GY. – NÁDOR A. 2007, SCHWEITZER F 2013). A Visegrádi-szoros fejlődésének komplexitása, és a teraszrendszer bonyolultsága megkívánja több kutatási ág eredményeinek egyesítését.

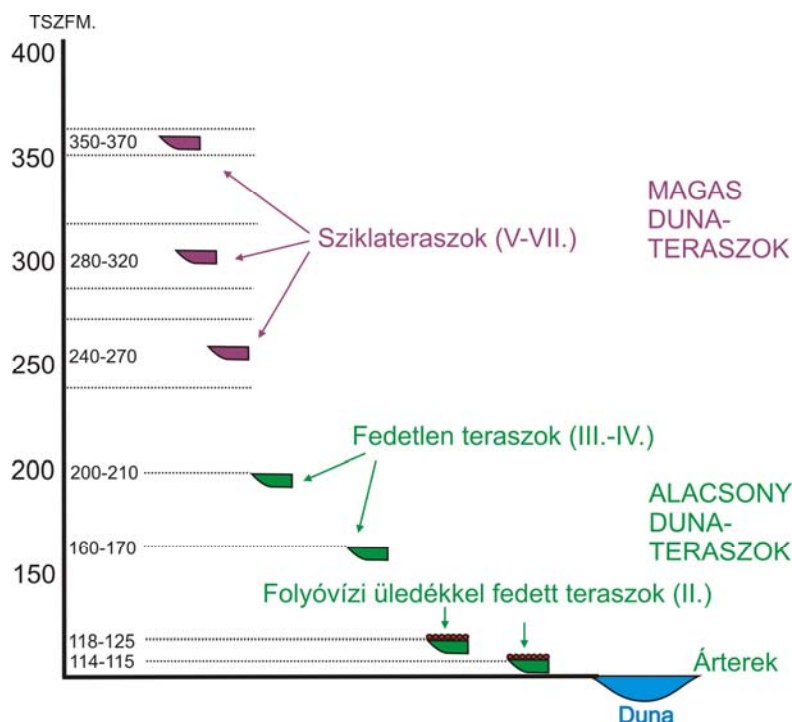


1. ábra. A Dunakanyar teraszainak összefoglaló térképe. PÉCSI M. (1959) adatainak felhasználásával szerkesztette: Szeberényi J.

Jelmagyarázat: 1 = II/A terasz, 2 = II/B terasz, 3 = III. terasz, 4 = IV terasz, 5 = V. terasz, 6 = VI. terasz, 7 = VII. terasz.

2.1. A teraszok azonosításának nehézségei

Alapvető kérdés, hogy egy völgyoldalban megjelenő sík, vagy közel sík felszín terasz-e egyáltalán. Ez minden kétséget kizáróan akkor teljesül, ha a forma felszínét folyóvízi üledék borítja. Egy fiatalabb képződménynél ez legtöbb esetben egyértelmű, ugyanis az erózió ezt még nem pusztította el. A Visegrádi-szoros ártéri szintjein, illetve a II/A és II/B terasz felszínein (legtöbbször a löszök fekéjében) folyóvízi üledékek üledékek települnek. Ezzel ellentétben az idősebb felszíneket a legtöbb esetben nem fedik kavicsok (2. ábra). A magasabb teraszszintekről szóló fejezetet PÉCSI M. (1959) a „Magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalaktana” című könyvében is úgy kezdi, hogy „ha a 70–80 m viszonylagos magasságú szinteket egy terasszintnek tételezzük fel, akkor...”. Maga a szerző is látja tehát a problémát, de a Duna-völgy visegrádi szakaszán ebben a magasságban sok helyen meglévő párkánysíkok mégis trendszerűséget igazolnak. Ez alapján a III. terasz 25–35 méterrel magasabban rögzíthető, mint a szomszédos területeken (Gerecse, Budai-hegység), de ugyanígy van ez a IV. terasz esetében is. Az alacsony (fiatal) teraszok esetében tehát vannak kérdőjelek, de ezek az erózió által még kevésbé érintettek, így a Dunakanyar területén belül megőrizhették jellegzetességeiket, ezért felismerhetők.



2. ábra. A Dunakanyar teraszainak főbb jellemzői PÉCSI M. (1959) alapján.

A magas (idős) teraszok esetében az eredmények sokkal bizonytalanabbak. Az V. és az annál idősebb teraszok egymással való párhuzamosítása a Visegrádi-szorosban PÉCSI M. (1959) szerint is erősen megkérdőjelezhető. Szavai szerint: „a Visegrádi-szoros alacsony teraszai folyamatoságukban jól követhetők és az azokat borító üledékek alapján jól értelmezhetők, de a magasabb szintek egymással való kapcsolódása még nagyon problematikus.” A szerző gondolatai alapján a magas teraszok még a Duna jelenlegi völgyéhez kapcsolhatók, de napjaink kutatói közül néhányan már ebben is kételkednek (SCHWEITZER F. 1988, 2013; GÁBRIS GY. 2007).

2.2. A Dunakanyar kavicsainak kérdésköre

A Dunakanyar területe bádeni tenger visszahúzódása után szárazföldi térszín volt. Tengeri üledékképződés ezután már nem történt, csak a Börzsöny és a Visegrádi-hegység vulkáni felépítményeinek lepusztuló törmelékes üledékei halmozódtak fel a hegylábi térszíneken. A Duna és a felvidéki folyók érkezésekor tehát az erőteljesen denudálódott hegyek és a köztük lévő, sekélytengerben lerakódott mészkövekkel (Rákosi Mészkő Formáció régebbi nevén: lajtamészkő), illetve vulkáni törmelékes kőzetanyaggal többé-kevésbé kiegyenlített ősföldrajzi környezetet volt jellemző (KOCH A. 1871; KOPEK G. 1954; SHOLZ G. 1970; BÁLDI T. – KÓKAI J. 1970; KARÁTSON D. 2007).

A Visegrádi-szoros kialakulása napjainkban az antecedens völgyképződés folyamatával magyarázható. Egyes kutatók a Duna megjelenése előtti időkre a Visegrádi-szorosban felvidéki folyók, elsősorban Ős-Garam és Ős-IPoly jelenlétét feltételezték (pl.: HALAVÁTS GY. 1898, BÖCKH H. 1899, LÁNG S. 1955). Ez alapján a legmagasabb teraszokat nem a Dunának kellene tulajdonítanunk, hanem ezeknek a folyóknak. A magas teraszokon található kavicsokkal kapcsolatban megjelentek olyan gondolatok is, mely szerint az nem folyóvízi eredetű, hanem a lajta mészkőből kipergett, korábban lerakódott üledékek (LÁNG S. 1955, KÖRPÁS L. – CSILLAGNÉ T. E. 1999). Ez alapján a magas teraszok nem csak dunai, hanem folyóvízi eredete is megkérdőjelezhető lenne. Ténykérdés, hogy a magas felszíneken még ma is találunk olyan lajtamésző darabokat, amelyek jelentős mennyiségű aprókavicsot tartalmaznak. PÉCSI M. (1959) kavicsvizsgálatai alapján a nagyobb kavicszemek itt is mindenképpen dunai eredetűek. Ha ezeket figyelembe vesszük, akkor a magas teraszok kavicsüledékei legalább kétféle anyag keveredéséből származtathatók.

A Visegrádi-szoros tágabb környezetének kavicsai a Szokolyai-medencén keresztül egészen Nógrádig nyomozhatók, de 2–3 méter vastagságban felhalmozódott idős kavicsokat találunk a Délnyugati-Börzsönyben, 450 méter tszf. magasságban is. Ezeket is legalább három féleképp értelmezték már (PAPP F. 1933, LÁNG S. 1952, SCHWEITZER F. 2013). A Dunakanyar és környezetének kavicsai közül csupán csak az alacsony teraszokon található legfiatalabbakat illetően van egyetértés a földtudományokon belül; ezeket mindenki dunai eredetűnek gondolja.

2.3. A teraszok párhuzamosítása és a szerkezeti mozgások

A Kárpát-medencében a késő-miocén–kora-pliocén környékén (5–6 millió év) a húzóerők okozta kéregvékonyodás és általános süllyedés megállt, helyette a kompressziós erők hatására egy jóval intenzívebb folyamat indult el. Az alföldi és a kisalföldi területek tovább süllyedtek, míg a többi rész emelkedni kezdett (ROYDEN et al. 1988., HORVÁTH F. 1993., FODOR L. et al. 1999). Ezt elsősorban az Adriai mikrolemez északi irányú mozgása generálja (RATSCHBACHER, L. 1991). Más középhegységi területhez hasonlóan természetesen a Dunakanyar tágabb környezetében is tapasztalható kiemelkedés, de ennek mértéke nem egyenletes (KÖRPÁS L. szerk. 1998 KARÁTSÓN D. 2007). Pontosan ebből ered az a probléma, hogy a felszínfejlődés mérföldköveit jelentő teraszok eredeti és jelenkori magassági

elhelyezkedése között különbségek vannak, ugyanis a különböző intenzitással folyamatosan emelkedő tömbök eltolhatták egymástól az azonos teraszgenerációk egyes részeit.

A Dunakanyarban létrejött eltolódások a Rákosi Mészke Formáció egyes darabjain figyelhető meg legjobban. A Visegrádi-szikor és szűkebb térsége 13–16 millió évvel ezelőtt bizonyítottan tengeri környezet volt. Ez ösföldrajzi szempontból a Visegrádi-hegység és a Börzsöny vulkáni kőzetekből felépülő hegyei között elterülő egybefüggő mészkőplatformot jelentett. A Dunakanyar mészkő-előfordulásait elsőként KOCH A. (1871) írta le. A jól átvilágított, sekélytengeri környezet bizonyítékai többek között KOPEK G. (1954) és SHOLZ G. (1970) által is leírt korallzátonyok is. Ennek egyes darabjai napjainkban Szob környékén 100 m tszf. magasságban, a Szent Mihály hegy környékén pedig majdnem 400 méteren található. A kis területen lévő nagy különbségek KARÁTSZON D. (2007) vulkányszerkezeti kutatásainak eredményeit támasztják alá, melyek szerint a Dunakanyarban vetők menti függőleges mozgások blokkonként emeltek ki egy-egy részt korábbi helyzetéből.

A mészkővek magassági helyzete változó, de a kisebb területeken belül a rendszer jól megfigyelhető. A Szokolyai-medence egykori felszínét borító tengeri üledékek például 250–270 méter tszf. magasságban vannak, míg a medence északi peremhegyeinek (Szőlő-hegy és az Ól-hegy) oldalában 340–350 méteren található. További megfigyelések igazolják, hogy a Börzsönyi-kismedencék felszínét, a pleisztocén patakhálózat 60–80 méter mély völgyrendszer kialakításával medencedombsági térszínné formálták (MAROSI S. – SOMOGYI S. szerk. 1990). Ez az erőteljes bevágódás a terület emelkedésére, a peremhegyek oldalában található kiemelt helyzetű mészkővek pedig a medence egyes részeinek még erősebb feltolódására utalnak. A kiemelt helyzetű mészkővekre egy másik példaként szolgál a Dunakanyar középső része. A Köves-hegyen (Zebegénytől nyugat-északnyugatra) és Törökmezőn 250–260 méteres tszf. magasságban enyhén hullámos felszínű geomorfológiai szintekben jelenik meg a Rákosi Mészke, míg a Szent Mihály-hegytől északra, a Köves-mező környékén 300–320 méteren, a Kereszt-bérc oldalában 380 méteren található. A Szent Mihály-hegy – Hegyes-tető tömbje a körülötte lévő területekhez képest tehát jóval intenzívebben emelkedik.

Szob környékén a lajtamészke a Duna szintjében van. Ez többek szerint szerkezeti vonalak mentén kialakult süllyedés miatt lehetséges (KORPÁS L. – CSILLAGNÉ T. E. 1999, FODOR et al. 1999). Erre utal az is, hogy PÉCSI M. (1959) által Szobnál leírt II/A terasz kavicsszintje 8–9 méteres viszonylagos magasságban (109–110 méter tszf.) található, míg a Dunakanyar többi részén ez 10–15 méterrel van a Duna „0” pontja felett (111–116 méter tszf.). A folyó jobb partján, Basaharcnál II/B terasz is alacsonyabban van, mint máshol. A

kérdés csupán az, hogy egy süllyedő területen hogyan alakulhatott ki egyáltalán bármilyen terasz? A jelenséget itt valószínűleg másképpen kell magyarázni. A teraszok kialakulása miatt tényként kell kezelni, hogy a Duna itt is bevágódik, vagyis a süllyedő alföldi területekhez képest emelkedés történik. Ennek ellenére a lajtamészkő a Duna szintje alatt, a zebegényi előfordulásokhoz képest 150 méterrel, a szent mihály-hegyi előfordulásokhoz képest akár 280 méterrel is alacsonyabban helyezkedik el.

Mindez azt jelenti, hogy a Dunakanyar területén, a késő-miocén – kora-pliocéntól kezdődő emelkedés során, legalább három különböző kiemelkedési intenzitás különíthető el. A Szent Mihály-hegy csoportja, és a Börzsönyi-kismedencék peremhegyei emelkednek a legintenzívebben (300 méter tszf. feletti mészkövek alapján), a peremhegyek által közrefogott medencedombsági térszínek, Törökmező környezete és a Zebegénytől kissé északnyugatra eső területek kevésbé intenzíven (250–270 méter tszf. körüli mészkövek alapján), Szob környéke pedig a legkisebb mértékben (A Duna szintjében és az alatt lévő mészkövek alapján).

Az intenzitásbeli különbségnek nyilvánvalóan tükröződnie kell a teraszok elhelyezkedésében is, például a Szent Mihály-hegy környezetében lévő, egymás alatt megjelenő teraszok között, az erőteljesebb kiemelkedésből adódóan nagyobb magassági különbségnek kell lennie, mint a többi területen. PÉCSI M. (1959) is észrevette a teraszokban tapasztalható magassági különbségeket, ezért a Dunakanyart egy pilismaróti (bejárati), egy nagymarosi (középső) és egy kismarosi (kijárati) szakaszra osztotta. Leírása alapján az ártéri és a II/A. terasz-szintek méterre azonos tengerszint feletti magasságban fekszenek mindhárom szakasz esetében, a II/B teraszoknál 1–2 méter, a III. teraszoknál max. 10 méter, a IV.-VII. teraszoknál max. 20 méter eltolódást adott meg. Ennyivel vannak magasabban a nagymarosi szakasz teraszai a pilismarótihoz és a kismarosihoz képest. PÉCSI M. (1959) leírásaiban sok helyen jelez olyan magas teraszként azonosított geomorfológiai szinteket is, amelyek felszínét lajtamészkő fedi. Ilyenek az V. terasz (240–270 méter tszf.) esetében a Rózsa-hegy, a Köves-hegy és Törökmező, a VI. terasz (290–300 méter tszf.) esetében a Fehér-hegy, a VII. terasz (260–380 méter tszf.) esetében a Kereszt-bérc és a Fekete-hegy.

Egyik probléma, hogy a magas teraszok szintjében lévő lajta mészkövek alapján egymással párhuzamosítható idős szintek egymástól 90–100 méterrel is eltolódtak, ennek ellenére PÉCSI M. (1959) a Dunakanyar teljes területén csak max. 20 méteres eltolódást rögzített. A Szob és Pilismarót környéki teraszok esetében a különbségeknek még inkább ki kellett volna ütközniük. Másik probléma, hogy ha a késő miocén-kora pliocén környékén

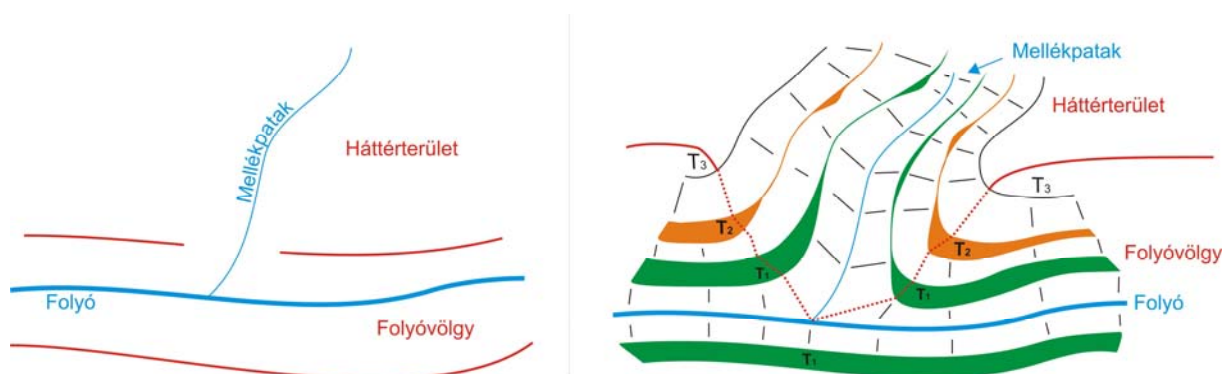
beinduló kompressziós erőkhez kapcsolódóan felerősödő függőleges kéregmozgások kezdték egymástól eltolni a lajtamészakó egyes darabjait, akkor a pliocén végén érkező Duna nem érinthette az összetöredezett mészkőtakaró akkorra már valamivel magasabb helyzetbe került darabjait. Ezért mészkövekkel jelzett, de folyóteraszként azonosított szintek egy részének dunai eredete kérdéses lehet. Ezt csak úgy lehetne magyarázni, ha a Duna korábban érkezett volna, minthogy a vertikális eltolódások folyamata megkezdődött. A Szent Mihály-hegy – Hegyes-tető között elhelyezkedő, VIII. teraszként azonosított felszín ilyen szempontból még érdekesebb, ugyanis az már 460–470 méter tszf.-en van, vagyis 80–90 méterrel a legmagasabb mészkőszint felett.

2.4. A magas teraszok kérdésének tisztázatlansága

A Visegrádi-szorosban a korábbi kutatók által feltételezett magas teraszokat követni elsősorban csak a Nagymaros-Visegrád feletti folyószakaszon lehet (SCHWEITZER F. 2013). Ez a jobb parton a PÉCSI M. (1959) által megadott adatok alapján a VII. teraszig, a bal parton az V. teraszig figyelhetők meg nagyon jól. A Nagymaros-Visegrád vonal alatti szakaszon viszont az idős teraszok jobb part domborzatáról szinte teljesen eltűnnek, csak egy-egy bizonytalan felszínmaradványról tételezhető fel dunai eredet. A bal parton található magas teraszoknak megfeleltethető felszíndarabok elsősorban a Nagymaros feletti hegyoldalakon jelennek meg, de a Szob környékén lévő teraszfelszínek meggyőző gyakoriságához képest ezek is bizonytalannak mondhatók. A Visegrádi-szoros teraszmorfológiai helyzetét elemezve a Dunavölgy-kutatás egyik sarokpontjához érkezett el SCHWEITZER F. (ex. verbis 2009), ennek észrevételekor. Gondolatai mentén haladva hamar felvetődik a dolgozat bevezetésében is felvetett probléma is, miszerint a Duna-völgy kutatása leginkább csak a folyó-menti meredek, erősen erodált hegyoldalakra terjedt ki, ahol a megmaradt teraszok nem adnak elégséges információt a további kutatásokhoz.

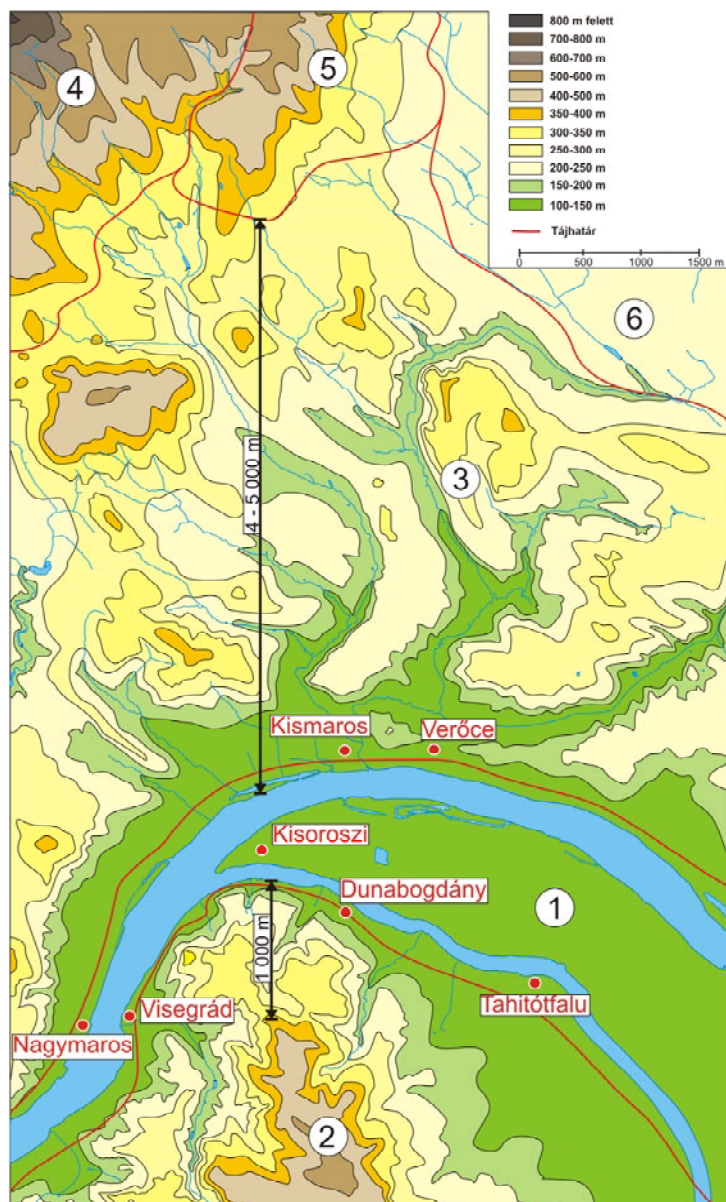
3. A kutatás tárgya, célja és vázlata

A dunai teraszokkal kapcsolatos kérdések egy részére nem úgy szándékozom választ adni, hogy annak szűk környezetét (*folyóvölgy*) újabb módszerekkel kutatom, hanem kilépve a korábbi korlátok közül, a Dunához csatlakozó mellékpatakok által formált területet (*háttérterület*) vizsgálom meg. A háttérterület és a folyóvölgy között közvetlen hidrográfiai kapcsolat áll fent. A területek közti geomorfológiai kapcsolatot indokolja, hogy a felszínfejlődés során a háttérterület domborzata ugyanolyan változásokat szenvedett el, mint a folyóvölgy, ezért az egyazon időben keletkezett szintek egymással párhuzamosíthatók (3. ábra). Ez megteremti annak lehetőségét, hogy a háttérterület vizsgálata során levont következtetések átültethetők legyenek a folyóvölgy domborzatára is. Kérdés, hogy a háttérterületen vannak-e a dunai magas és az alacsony teraszokhoz kapcsolódó szintek?



3. ábra. A folyóvölgy és a háttérterület hidrográfiai-geomorfológiai kapcsolata. Készítette: Szeberényi J.

Itt egyrészt egy nagyon összetett témáról, másrészt egy óriási területről van szó. A Dunakanyart szegélyező Déli-Börzsöny és a Visegrádi-hegység északi részének geomorfológiai-paleohidrográfiai kutatása akár több tíz évet is igénybe vehetne, éppen ezért mindez lehetetlennek tűnik egyetlen tanulmányon keresztül. Dolgozatomban ennek csak egy részét választottam ki. A 4. ábra szintvonalas térképvázlata ábrázolja a Nagymaros-Visegrád alatti Duna-szakasz domborzatát. Látható, hogy a Duna jobb partján, körülbelül 1000 méter (légvonalban) után éri el a magas teraszok szintjét, vagyis viszonylag szűk sávban lehetne kutatni ilyen geomorfológiai szintek után. A bal parton – a Délkeleti-Börzsönyben – ugyanez a zóna már jóval nagyobb kiterjedésű (4–5 km).



Ez a tény is alátámasztja annak lehetőségét, hogy a Dunát közvetlenül kísérő hegygerinceken túl, azok háttérében olyan területeket találunk, ahol megjelenhetnek a magas teraszokkal egy szintben lévő, geomorfológiai szinteket jelző felszínek is. A kutatás tárgya ezért a Visegrádi-szoros Nagymaros és Vác közötti (alsó) szakasza, illetve az ahhoz csatlakozó, patakok által megformált háttérterület, a Délkeleti-Börzsöny.

4. ábra. A Délkeleti-Börzsöny és a Visegrádi-hegység északkeleti részének szintvonalas vázlata. Készítette: Szeberényi J.
Jelmagyarázat: 1 = Duna-völgy, 2 = Visegrádi-hegység, 3 = Délkeleti-Börzsöny, 4 = Magas-Börzsöny, 5 = Keleti-Börzsöny, 6 = Nógrádi-medence.

Amennyiben a különböző vizsgálatok valóban kimutatnak ilyen markáns formákat, úgy el kell gondolkodni azon, hogy ezek kapcsolhatók-e a dunai teraszokhoz. Ennek indoklásaként el kell mondani, hogy a kiválasztott 144 km²-es kutatási terület 100 (a Duna szintje) és 600 méter tszf. között mozog, melynek 88%-a a dunai teraszok szintjében (100–370 méter tszf.) van. A terület tehát alkalmas arra, hogy a Duna-teraszokhoz kapcsolódó felszínek keresésének célpontja legyen.

A kutatás során célom volt az érintett Duna-völgy és a Délkeleti-Börzsöny geomorfológiai szintjeit felismerni, majd ezek segítségével a két terület között kapcsolatot keresni. Ez a kutatás gerince, minden módszert ennek rendelttem alá, dolgozatomban vázlatát is e köré építettem.

A kutatás menetét úgy határoztam meg, hogy az egzakt módszerekkel kimutatott részeredmények egymásra épülve adjanak egy átfogó alternatívát a Visegrádi-szoros és a Délkeleti-Börzsöny geomorfológiai-hidrográfiai kapcsolatára, illetve a két részterület együttes fejlődésének napjainkig homályos pontjainak egy részére.

A kutatás vázlata ezek alapján a következő:

1. A folyóvölgy geomorfológiai szintjeinek felismerése, teraszrendszerének rögzítése.
2. A háttérterület geomorfológiai szintjeire alapozott rendszer felállítása.
 - a) A Délkeleti-Börzsöny felszíneinek geoinformatikai módszerekkel történő felismerése.
 - b) A felismert felszínek közötti kapcsolat keresése és a geomorfológiai szintek meghatározása statisztikai, üledékföldtani és geomorfológiai módszerekkel.
 - c) A geomorfológiai szintek rendszerének felállítása.
3. A Visegrádi-szoros teraszrendszerének és a Délkeleti-Börzsöny geomorfológiai szintjeinek egymással történő párhuzamosítása.
4. A kutatási terület összehangolt geomorfológiai szintjeiből kiindulva, az üledékföldtani és geomorfológiai eredményeket felhasználva, egy feltételezett ősföldrajzi környezet rekonstruálása.

A vázlatban szereplő tételek egyben alárendelt célokat fogalmaznak meg, melyekkel a Visegrádi-szoros kialakulásának kronológiáját szeretném kiegészíteni.

4. Kutatási módszerek

4.1. Térképészeti és szakirodalmi adatgyűjtés, terepbejárás

A Délkeleti-Börzsöny szakirodalmainak áttekintéséhez elsősorban a Földrajzi Közleményekben, a Földrajzi Értesítőben, a Földtani Közlönyben és a Földtani évkönyvekben megjelent szakcikkek adnak alapot. A terület geológiai felépítésének megértését az MBFH adattárában található fúrási adatok (összesen 18 db) átnézése segítette. A Visegrádi-szoros teraszrendszerének rögzítéséhez PÉCSI M. (1959) átfogó képet nyújtó anyagát vettem alapul. A területet végigjárva a korábban leírt teraszokat méterre pontosítottam, illetve a terepbejárás során felismert újabb teraszokkal kiegészítettem. A terepbejárás eszközeinek legfontosabb tartozékai a 1 : 10 000 EOTR térképlapok e célra elkészített részleteinek fénymásolatai. Ezeket észlelési térképként alkalmazhattam. A GPS (Mobile Mapper CX) készülékkel a fontosabb előfordulások helyei kerültek rögzítésre.

4.2. Geoinformatikai módszerek

A Délkeleti-Börzsöny geomorfológiai szintjeinek rögzítéséhez fel kell ismerni a felszíneket, melyek a fejlődéstörténet egyes állomásait jelölik. A geoinformatika segítségével elkülöníthetők a terület azon részei, melyek potenciálisan magukban hordozzák a maradványfelszínek és patakteraszok lehetőségét. A papíralapú térképből kiinduló műveletsorozat a következőképpen alakul:

A kutatási terület digitális domborzatmodelljének létrehozása és validálása. A domborzatmodell építéséhez a Magyarország 1: 10 000 EOTR térképlapjai alapján történő digitalizálást választottam. Ezek megvásárolhatók a FÖMI-től is, de a saját digitalizálás előnye, hogy így a DEM-et a kutatás céljainak megfelelően lehet parametrizálni.

A szintvonalállomány egy részének bedigitalizálása PTE TTK Földrajz BSc. szakos hallgatóinak bevonásával Quantum GIS környezetben valósult meg. A hidrológiailag helyes domborzatmodell az ARC GIS 10 szoftver alkalmazásával hoztam létre, melynek építésében és validálásában JÓZSA EDINA és FÁBIÁN SZ. ÁKOS segítségét vettem igénybe. Az esetlegesen előforduló hibák és a túl sűrűn elhelyezett vertexek kiszűrésére a szintvonalakat a Simplify Line eszköz bend simplify eljárásával, generalizálás során valósult meg. Erózióbázisként a Duna nullpontját választottuk, amely a DDM-en Nagymaros és Vác vízmércéinek nullponti értékei alapján kerültek meghatározásra. A DDM megbízhatóságának

próbájaként 10 m-es szintközökkel újrageneráltattuk a szintvonalakat és összevetettük az eredeti állománnyal. A validált domborzatmodell vertikális felbontása 1,25–2,5 m, horizontális felbontása 10 m.

A teljes terület vizsgálatra alkalmas részének létrehozása. A Visegrádi-szoros dunai teraszai csak 100–370 méter tszf. magasság között találhatók meg, ezért a geoinformatikai módszerrel vizsgált területet ezeken a magassági értékhatárokon belül található domborzatra kell szűkíteni. A DEM újraosztályozása után 100 és 370 méter tszf. magasság közötti pixelértékek „1”, az ezektől eltérőek pedig „0” értéket kapnak (Állomány neve: *magassagi_szuro*). Ezzel lehet a további műveletek során, az „1”-es értékű pixelekkal jelzett magassági tartományon kívül eső felszíneket kivenni az adatbázisból.

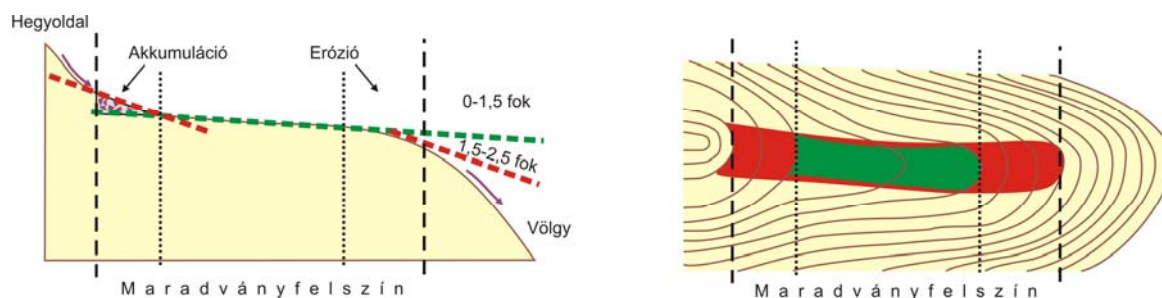
A leszűkített terület, tartalmazza a holocén dunai ártereket és a patakok jelenkori völgytalpait is. Ezek megjelenítése a teraszok keresése során szükségtelen, mert új eredményeket nem adnak, csak bonyolultabbá teszik az módszert. Ezért ezeket a területeket is ki kell venni az állományból. A holocén ártereinek és völgytalpainak leválasztását TELBISZ T. (2009) módszerével lehet végrehajtani, melyet ŐRSI A. (2009) már sikerrel alkalmazott diplomamunkájában. A módszer elmélete szerint egy adott domborzaton völgytalpak minden esetben környezetükhöz képest a legalacsonyabb formák, ezért a „szomszédsági statisztikák” minimum szűrőjét kell alkalmazni. A DEM bal felső sarkából elinduló, meghatározott méretű „Mozgó-ablak” az érintett pixelek alapján kiválasztja az ablak által lefedett rész legalacsonyabb értékeit (lokális minimum). Ezután egy oszloppal jobbra lépve ismét végrehajtja ugyanezt a műveletet. Az ablak végighalad a teljes állományon, így hozva létre az eredménytérképet. Ennek pixeleiből ki kell vonni a DEM azonos koordinátáin lévő pixeleinek magasságértékét. Így a térkép csak a völgytalpak pixeleit tartalmazza. Ezeknek a pixeleknek olyan értékeket kell adni, amelyek alkalmassá teszik az állományt arra, hogy a magassági szűrő térképpel egyesíteni lehessen. Újraosztályozással a völgytalpi részek „0” értéket, a többi rész „1” értéket kapott (Állomány neve: *volgyhalozat*).

A „*volgyhalozat*” térképet a „*Raszter Calculator*” funkció segítségével össze kell szorozni a „*magassagi_szuro*” térképpel. Ez alapján a két állomány azonos koordinátákkal megadott pixeleinek értékszámait összeszorozásra kerülnek. Ennek eredményeként csak azok a pixelek kapnak „1” értéket, amelyek mindkét állományban „1” értékűek voltak. A többi pixelérték „0” lesz. Ennek eredményeképpen azok a területek jelennek meg, melyek a 100 és 370 méter tszf. magasság között találhatók és nem völgytalpak (Állomány neve: *alkalmas_teruletek*)

A domborzat potenciális felszíneinek megjelenítése. Egy erodálódott domborzaton a felszínek csúcsok, vagy völgyoldali lejtőpihenők formájában konzerválódhatnak. Ezek digitális állományon való megjelenítése három lépcsőben oldható meg: Csúcsok megjelenítése (1), lejtőpihenők megjelenítése (2), és a két állomány egyesítése (3).

A csúcsokká erodálódott folyóvízi teraszok kimutatására WOOD. J, (1996) dolgozott ki módszert, a GRASS geoinformatikai szoftver „*r. param scale*” nevű alkalmazásaként, melyet BUGYA T. (2009) használt Magyarországon először. A módszer elmélete, hogy a bevágódó folyóhoz igazodó konzekvens és szubszekvens vízfolyások hegytetőkké és hegycsúcsokká alakíthatják az egykor összefüggő, sík felszíneket (cf. 4.1. ábra. in: BUGYA T. 2009). A hegytetők és csúcsok olyan domborzati formák, amelyek egy pontból kiindulva minden irányba lejtnek. A Délkeleti-Börzsöny domborzatán található csúcsok megjelenítése ugyanezen az elven valósul meg, melyet ARC GIS 10 szoftveren TELBISZ T. (2009) módszerével lehet végrehajtani. A módszer elmélete szerint egy adott domborzaton hegytetők minden esetben környezetükhöz képest a legmagasabb formák, ezért ebben az esetben a lokális maximumokat kell leszűrni az állományból, majd a DEM azonos koordinátákon lévő pixeleinek magasságértékét kivonni. A térképen végrehajtott újraosztályozás után a lokális csúcsok „1” értéket, a többi rész „0” értéket kap (Állomány neve: *csucsok*). Ezt és a korábban elkészített „*alkalmas_teruletek*” raszteres állomány azonos koordinátákkal leírható pixelértékeit a „*Raszter Calculator*” funkció alkalmazásával össze kell szorozni. Ezzel előállítható az a térkép, amely a dunai teraszok magassági intervallumában megjelenő csúcsokat ábrázolja (Állomány neve: *alkalmas_csucsok*).

A völgyvállak formájában megmaradt felszíneket lejtőpihenőként kell értelmezni, amelyek az adott domborzat digitális állományában lejtésviszonyok alapján megjeleníthetők. Ezen az alapon nyugszik DEMOULIN, A. et al. (2007) módszere is. Lényege, hogy a domborzati forma felülete két geomorfológiai komponensből áll, amelyek eróziós és akkumulációs folyamatok együttes hatására formálódnak. Egyik komponens a felszín völgy és hegy felé néző kis hajlásszögű lejtője. A völgy felé néző rész az erózió következtében történő anyagelváncsorlás miatt lejtősödik, míg a felszín tövében (hegytető felé eső oldalon), a magasabb részekről felületi lehordódással érkező törmelékanyag akkumulációja történik, így a felszín eredeti felületén történő felhalmozódás hatására ez a rész meredekebbé válik. A másik komponens a felszín felületi síkja, amely eredeti lejtését őrzi. A két komponens együttes megjelenése jelzi a keresett domborzati formát.

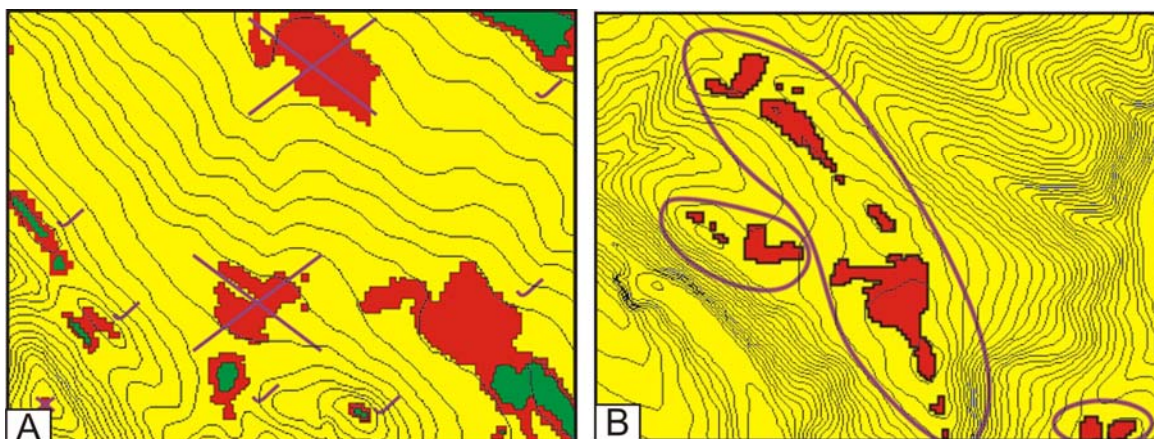


5. ábra. A maradványfelszínek geomorfológiai komponensei. Készítette: Szeberényi József

A hegy és völgyoldalak felé néző meredekebb rész felső határát 2,5 fok értékben határoztam meg, mert a hagyományos geomorfológiai térképezésben ez a sík felszín kategóriájának felső határa. A teraszfelszín felületi síkjának értékét 0–1,5 fok közötti tűréssel határoztam meg (5. ábra). Ezek alapján a völgyoldalban lejtőpihenők formájában megjelenő felszínek leválogatásához azon pixelek halmazát kell keresni, ahol a 0-1,5 fok értékeket az 1,5-2,5 fok értékek veszik körül.

A lejtőpihenők megjelenítéséhez először elő kell állítani a kutatási terület lejtőkategória térképét. Ezt újra kell osztályozni egy 3 kategóriás (0-1,5 fok, 1,5-2,5 fok és 2,5 fok felett) állománnyá, amelyen a felsorolt felszínek rendre „1”, „2” és „0” értéket kaptak (*Állomány neve: lejtőpihenok*). Ezután a már ismert módon a korábban elkészített „*alkalmas_teruletek*” raszteres állománnyal össze kell szorozni. Ennek eredményeként megjeleníthető az a térkép, amely a dunai teraszok magassági intervallumában található lejtőpihenőket ábrázolja. (*Állomány neve: alkalmas_lejtőpihenok_raster*). A térképen megjelennek olyan pixelcsoportok is, ahol a max. 2,5 fok meredekségű területek nem foglalnak magukban sík felszíneket. Ezekre nincs szükség az adatbázisban, mert a módszer elmélete szerint csak olyan max. 2,5 fokos területek maradhatnak meg, amelyek magukban foglalnak 1,5 fok meredekségű területeket is (6. ábra/A).

Ezek elkülönítéséhez az „*alkalmas_lejtőpihenok_raster*” állományt, poligonokat tartalmazó vektoros térképpé kell átkonvertálni. A 3 kategóriát tartalmazó térképi állományból két teljesen egyforma, shape fájl kell létrehozni, majd az egyiket az „1”-es kategóriájú poligonokat (*cél térkép*), a másikon a „2”-es kategóriájú poligonokat (*forrás térkép*) kell meghagyni. Ezután a „*kiválasztás*” funkcióval meg kell keresni azokat a pixelcsoportokat, amelyeknek a két térkép azonos koordinátáin vannak közös érintőfelületei. Az ettől eltérő pixelcsoportokat törölni kell az állományból. Ezután létrehozott állomány minden olyan felszínt tartalmaz, amelynek középső része 0-1,5 fok, völgy és hegy felé néző peremei pedig 1,5-2,5 fokosak (*Állomány neve: alkalmas_lejtőpihenok_vector*).



6. ábra. A = A további vizsgálatra alkalmatlan pixelcsoportok kiválogatása, B = Azonos magasságban lévő, összetartozó pixelcsoportok összevonása. Készítette: Szeberényi J.

Az előállított állományban sok esetben előfordulnak olyan kisebb felszínadarabok, melyek egy csoportba rendeződnek (6. ábra/B), de nem alkotnak egységet. Ezek a valóságban egyazon felszín részei, de a felszínmaradványok felületének erózióból fakadó hullámzása miatt több kisebb darabban jelenhetnek meg. Az azonos szintben megjelenő megfelelő foltokat korrekciós munkával egyesíteni kell.

Az „*alkalmas_felszinek_vector*” és az „*alkalmas_csucskok*” állományok egyesítéséből végül kijön az a térkép, amely a kutatási terület maradványfelszíneit mutatja be. Ehhez „*alkalmas_csucskok*” térképet is vektoros állománnyá kell konvertálni és a két térképet egyesíteni (Állomány neve: *maradvanyfelszinek*). Ezzel kimutathatóvá válnak a felszínmaradványok.

4.3. Statisztikai módszerek

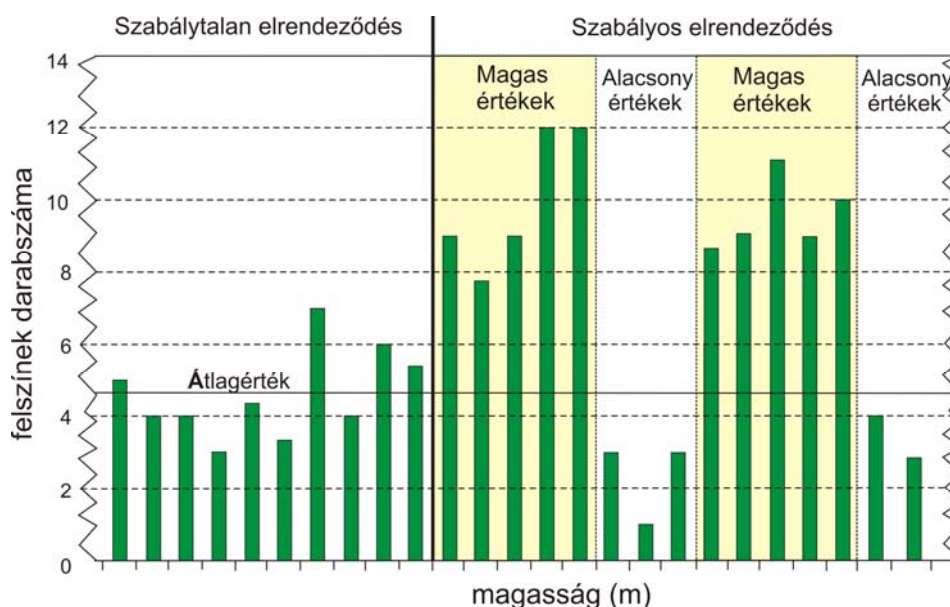
A geoinformatikai módszerekkel előállított adatállomány elemein elvégzett gyakoriság vizsgálattal kimutathatók azok a magassági intervallumok, ahol legsűrűbben fordulnak elő a leválogatott felszínek. Ahol magas értékeket vesznek fel az egyes intervallumok, ott geomorfológiai szintek feltételezhetők. A statisztikai analízist a Microsoft EXCEL 2007 verziójának segítségével hajtottam végre.

PÉCSI M. (1959) a fiatalabb alacsony dunai teraszokat (II/A, II/B) 2-7 méteres, az idősebb alacsony teraszokat (III., IV.) 10-20 méteres, a magas teraszokat (V.-VII.) 20-40 méteres intervallumokban adta meg. Ez alapján a III – VII. teraszok értelmezésekor elég 10 méter széles intervallumokat felvenni, mert így összehasonlítható a korábbi eredményekkel. A II/A és II/B teraszokhoz tartozó geomorfológiai szintek értelmezésekor 5 méteres intervallumok felvétele szükséges. További finomításhoz az egyes felszínadarabok terepen

történő geodéziai mérése lenne szükséges, amelyre a idő és lehetőség hiányában nem vállalkozom.

Ahhoz, hogy a Délkeleti-Börzsöny felszíneit a dunai teraszokkal párhuzamosítani lehessen, a gyakoriság vizsgálatánál az adott magassági tartományba eső felszíneket megfelelően kell értelmezni. Elsődleges kérdés, hogy a Délkeleti-Börzsöny leválogatott felszínei alapján meghatározott geomorfológiai szintek magassága összeegyeztethető-e PÉCSI M. (1959) eredményekkel, vagy nem.

A hisztogram vízszintes tengelyén a szintközökben megválasztott intervallumokat ábrázoltam, a függőleges tengelyen pedig az egyes intervallumokban előforduló felszíneket. A dunai magas teraszok szintjébe eső felszínek a hisztogram jobb oldalán, az alacsony dunai teraszok szintjébe eső felszínek a hisztogram bal oldalán rendeződnek.



7. ábra. Felszínek magasság szerinti eloszlása hisztogrammon.

Az egymás felett több szintben megjelenő felszínsorozatok esetén a magassági intervallumok értékei szabályos elrendeződést mutathatnak, ahol az átlagértéket jóval meghaladó oszlopcsoportokat átlagérték alatti oszlopcsoportok választják el egymástól (7. ábra). A magasságot lehet relatív (völgytalp feletti) vagy abszolút (tengerszint feletti) értékekkel megadni. A relatív magassági értékek szerinti csoportosítás esetén a jelenlegi vízhálózat által kialakított felszínek mutatnak szabályosságot, az abszolút magassági értékek szerinti csoportosítás esetén a vízhálózat előtti domborzat felszínei mutatnak szabályos elrendeződést.

4.4. Üledékföldtani módszerek

A Délkeleti-Börzsöny patakok által felszabdalt felszínein előforduló idős üledékek vizsgálata lehetőséget nyújt arra, hogy az egyes felszínek közti kapcsolatot kimutathassam, vagy kizárhassam. Erre a Délkeleti-Börzsöny területén a bádeni tengerben lerakódott Rákosi Mészkö és a vulkáni kőzeteket részben vagy teljes egészében fedő nem vulkanikus eredetű homokos kavicsok alkalmasak.

A bádeni korszak tengerelöntése idején lerakódott karbonátos üledékek maradványai elsősorban a Szokolyai-medence egykori fenékfelszínét jelzik. Ezekről korábbi kutatók publikációi alapján már bőséges ismereteink vannak (BÖCKH H. 1899; FERENCZI I. 1935; BÁLDI T. – KÓKAI J. 1970 – KORECZNÉ LAKY I. 1980; KÖRÖSI L. szerk. 1998; BÁLDI T. 2003). Bizonyított, hogy a Délkeleti-Börzsöny egyes területein található előfordulások korábban egyazon összefüggő felszínhez tartoztak. Ennek hitelességét feltételezve ebben a témában nem végeztem üledékföldtani vizsgálatokat, egyes karbonátos előfordulásokat geomorfológiai szintekként értelmeztem.

A felszíneket borító kavicsok vizsgálatához JÓZSA SÁNDOR, az ELTE Közettan-Geokémiai Tanszék tudományos munkatársának segítségét kértem. Javaslatára alapján a vizsgálat az egyes előfordulások anyagainak egymással való összehasonlítása alapján, az alábbi módszerekkel történik:

1. A terepről begyűjtött több kg mintából nedves iszapolással és szitálással lett leválasztva az 1–3 mm közötti mérettartományba tartozó rész. Alapos átmosás és szárítás után cement és víz hozzáadásával 4x4,5 cm-es kb. 5 mm vastag mintatest került megformázásra. Teljes megszilárdulás után (kb. 2 hét) több 30 µm vastag, fedett vékonycsiszolat készült a kapott mintatestből. Az így kapott egy-egy 5x5-ös vékonycsiszolatban 200-nál több ásvány és közzetszemcse került (BRADÁK et al. 2013).
2. A terepen leírt számozott kavicsból kiválasztottuk a legérdekesebb és legjellegzetesebb fajtákat, valamint néhány terepi módszerekkel nehezen meghatározható kavicspéldányt. Ezekből 30 µm vastag, fedett és normál méretű vékonycsiszolat készült.

A kutatási terület homokos kavicsüledékeivel kapcsolatban meg kell állapítani, hogy van-e összefüggés a fiatalabb dunai teraszokon található előfordulások és a Délkeleti-Börzsöny belsőbb részein települő kavicsok között. Ezt a fentebb leírt módszerrel könnyen megtehető. Terepbejárásaink során feltárásokat létesítettünk, melyek reprezentatív és általunk fontosnak ítélt (geomorfológiai szintek vagy közettípusok alapján) rétegeiből mintákat vettünk. Az

üledékek előfordulásai alapján területet három nagyobb egységre bontottuk. Az északi rész, mely Soros-erdő és Békás-hegy környezetét; a keleti-rész, mely a Nagyhársas-hegy, Keskeny-Bükk és Csapás-hegy környezetét és a középső rész, mely a Szokolyai-medence környezetét foglalja magában.

Fontosnak tartom megemlíteni, hogy az idős kavicsok eredete, származási helye és lerakódásának ideje napjainkig nincsenek minden kétséget kizáróan tisztázva. Jelen dolgozatnak nem célja az idős kavicsok ilyen jellegű paramétereinek bemutatása, hiszen leírásuk önmagában felérne a dolgozat terjedelmével, ha felül nem múltná azt. A dolgozat keretei között az idős kavicsokat tehát csupán eszközként használom. Kutatási módszerként való alkalmazásuk segítségével a Déli-Börzsöny felszínfejlődésének bizonyos szakaszait lehet egymástól elválasztani, illetve jellemezni azokat.

4.5. Klasszikus geomorfológiai módszerek

A kimutatott maradványfelszíneket egymástól el kell különíteni, geomorfológiai jellemzők alapján tipizálni. Meghatározhatók a völgyfejlődés során kialakult patakteraszok és a patakok által feldarabolt korábbi felszínek. A patakteraszokon belül el lehet különíteni a völgyoldali helyzetben található völgyvállakat és a völgyközi hátakon lévő korábbi vízrajzi átjárók (völgytorzók) kipreparált maradványait. Ezután a Délkeleti-Börzsöny geomorfológiai szintjeit párhuzamosítani kell a dunai teraszokkal, mely során a két terület kapcsolódási pontjaira különös hangsúlyt kell fektetni.

4.6. Az ősföldrajzi kép megrajzolása

A jelenlegi vízhálózat kialakulásával módosuló felszínfejlődés kiindulópontjaként értelmezhető öskörnyezet különböző részeinek egymáshoz viszonyított magasságát a korábbi kőzetek elhelyezkedésével nagy vonalakban meg lehet határozni. A rekonstrukcióhoz „*fel kell tölteni*” a fiatal völgyeket, „*ki kell egyengetni*” a térszínt és „*vissza kell hordani*” az erodálódott kőzeteket. Egy olyan ősföldrajzi környezet kell felvázolni, amely képének folyamatos átalakulásával jött létre a ma látható természetföldrajzi egység:

Üledékföldtani paraméterek: A feltételezett ősföldrajzi környezet rekonstrukcióját az eredeti településben lévő idős üledékek elterjedésével lehet elkezdni. A rekonstruált környezetben már minden alapkőzet keletkezése és távolabból érkezett üledék felhalmozódása megtörtént, ez után már csak helybeni üledékáthalmozódások zajlottak le. A Délkeleti-

Börzsöny esetében ez az időpont a bádeni tenger visszahúzódása után van. Ekkor került szárazulatra a Visegrádi-szoros és környezetében található lajtmészakó.

Tektonikai paraméterek: Figyelembe kell venni, hogy a rekonstruált őskörnyezet időpontjától kezdve napjainkig csak egy féle tektonikai folyamat ment végbe. Több egymást követő szerkezetföldtani folyamat végigkövetése már túl sok feltételezésre ad okot. ROYDEN et. al. (1988), RATSCHBACHER, L. (1991), HORVÁTH F. (1993) és FODOR L. et al. (1999) publikációi alapján, egy 5-6 millió évtől kezdődő és napjainkig tartó kiemelkedési fázis valószínűsíthető. Dolgozatomban ezt veszem alapul, mert a kutatási terület szerkezetföldtani értelemben vett fejlődésének ez az utolsó szakasza.

Geomorfológiai paraméterek: A domborzatfejlődés állomásai azok a maradványfelszínek, amelyek a különböző éghajlatok alatt lezajló planációs folyamatok hatására alakultak ki. Ezek lehetnek abráziós színlők, hegyláb felszínek, vagy pataktérasszók. Ezek az éghajlatváltozások és a tektonikus mozgások együttes hatására különböző magasságokba kerültek, meghatározva ezzel egy kronológiai sorrendiséget is. A legmagasabb helyzetbe került szintek az egykori hegyláb felszín legidősebb geomorfológiai elemei. Ennél korábbra nem lehet visszamenni, mert az egykori domborzat más részeit az erózió már elpusztította.

Hidrográfiai paraméterek: a Délkeleti-Börzsöny egy 16 millió éves vulkáni terület, amelyet északról és délről két fiatalabb kitörési központ szegélyez. Ezek a 14 millió éves Magas-Börzsöny és a szintén ilyen idős Visegrádi-hegység. Ez a rész tehát egy hegyközi térszín volt, melynek déli peremén vágódott be a Duna, a késő-pliocén – kora-pleisztocén környékén. Ekkor alakultak ki azok a Duna felé tartó patakok, amelyek feldarabolták a kutatási terület folyamatosan emelkedő domborzatát. Adataink vannak a vízhálózat előtti idősebb felszínekről és a vízhálózat kialakulása utáni fiatalabb pataktérasszokról is. A Duna megjelenése tehát egy markáns választóvonal a kutatási terület fejlődéstörténetének idővonalán.

E paraméterek figyelembevételével kell eljárunk. Összességében a kiindulási állapotot a vertikális mozgást közvetlenül megelőző időpontra kell tenni. Ekkor már kialakult minden szállépcső, de a terület még nincs összetöredezve (nyugodt tektonikai körülmények), és nincs felszabdaltva (a Duna felé tartó patakok még nem alakultak ki).

5. Kutatástörténeti áttekintés

A dolgozat tárgya, a Délkeleti-Börzsöny és annak Visegrádi-szorossal való kapcsolata, így a kutatástörténet szempontjából mindkét területet érinteni kell. Ezen kívül a részletesen tárgyalt Délkeleti-Börzsöny felszínfejlődésének főbb irányvonalai a kavicsok és a maradványfelszínek vizsgálata, így ezek kutatástörténetéről külön szót kell ejteni. Ezek alapján tehát a terület kutatástörténetét az alábbi négy szál párhuzamos felvezetésével lehet ismertetni:

1. *A Délkeleti-Börzsöny geológiai és geomorfológiai kutatásának története.*
2. *A Délkeleti-Börzsöny idős kavicsainak kutatástörténete.*
3. *A dunateraszok kutatástörténete*
4. *A Visegrádi-szoros kialakulási elméleteinek kronológiája.*

5.1. A Délkeleti-Börzsöny geológiai és geomorfológiai kutatásának története

SZABÓ J. hátrahagyott jegyzeteiben rögzítésre kerültek (SCHAFARZIK F. 1895) a Börzsöny különböző vulkanikus kőzetkibukkanásainak (ezeket SZABÓ akkor trachitként azonosította) fontosabb előfordulási helyei. A Börzsöny más területei mellett legfontosabb „trachit-előfordulásokként” említi meg a Nógrádi-Várhegyet, Verőcét, Szokolyahutát és Szokolya déli környezetét. Leír ezek mellett különböző hévforrás-üledékeket és márgás-meszes üledékeket, illetve lajtamészkövet.

BÖCKH H. (1899) a kutatási terület déli részén jelentősen kibővítette a kőzet-előfordulások listáját, és elsőként állította fel keletkezésük kronológiát. Felismerte és fossziliák alapján meghatározta a vulkanizmus előtti és utáni rétegek képződésének idejét. Magát a Szokolyai-kalderát még nem nevezte meg, de az itt található, vulkanikus kőzetekre települő hévforrás- és a meszes-márgás üledékeket kortanilag már besorolta.

FERENCZI I. (1935) leírásában igyekszik megállapítani a vulkanizmus időtartamát és a korábbi kutatók munkájának folytatásaként újabb kőzet előfordulásokat írt le. Munkájának egyik legfontosabb pontja a Délkeleti-Börzsöny idős kavicsainak leírása, melyek Nógrád – Királyrét – Szokolya térségében, elsősorban a Széles-mezőn található. A SZABÓ és BÖCKH által a Szokolyai-medencében leírt forrásüledékeket kiegészítette a Borbély-hegyi előfordulásokkal.

A terület addigi legrészletesebb, azóta is egyetlen geomorfológiai elemzését LÁNG S. (1955) írta meg, aki akkor a terület fejlődéstörténetét az akkoriban kiemelt szereppel bíró „tönkösödési elmélet” szellemében értelmezi. Véleménye szerint a hegységet több, vetőkkel egymástól elválasztott tönkre lehet felosztani. A tönkök kisebb rögökből állnak, amelyeket a különböző magasságokban elhelyezkedő, közel sík maradványfelszínekkel azonosított. A tönkösödés LÁNG szerint a „harmadkor” meleg-csapadékos időszakának következménye, melyhez jelentős mértékben hozzájárult az „idegen folyók” letaroló tevékenysége is. LÁNG innen származtatja a Déli-Börzsöny idős, kvarc- és metamorf kavicsait. Nagy szerepet tulajdonít ezeknek, ugyanis a Déli-Börzsöny területén nagyon sok ilyen előfordulást talál, amelyek között erős kapcsolatot valószínűsít. A FERENCZI által már leírt széles-mezői kavicsokat is ide sorolja. Ezek jelen dolgozat témájába vágnak, így az idős kavicsok kutatástörténetéről részletesen a következő részfejezet szól majd.

A Szokolyai-kaldera kérdése részletesebben BÁLDI T. – KÓKAI J. (1970) írásában került elő, ahol a kismarosi tufit, illetve a Szokolyai-medence meszes-márgás üledékei alapján a vulkanizmus kezdeti és befejező időpontját próbálták meghatározni. Megállapításra került, hogy a Szokolyai-medence kalderatavát elérte a bádeni tengerelőöntés, mely során egy fokozatosan elmeszesedő üledék-együttes alakult ki. A medence vizének elsósodási folyamatát kiválóan reprezentálja lerakódott márgás-meszes üledékösszlet faunaösszetétele. A kalderató/tengeröböl mélységét később KORECZNÉ LAKY I. (1980) 120-150 méter mélységűnek határozta meg a foraminifera-vizsgálatok alapján. A Szokolyai-medencében lerakódott meszes-márgás üledék-együttest végül KÖRÖSI L. (1999) Szilágyi Agyagmárga Formációként határozta meg.

BALLA Z. és KÖRÖSI L. (1978, 1980), morfológiai jegyek, illetve légimágneses felvételek alapján a Börzsöny déli részén több kisebb, egymásra épülő kalderát különítettek el. Ezek közül a kettő található a Délkeleti-Börzsönyben: a „Magyarkúti-kaldera” (Kő-hegy – Keskeny-Bükk – Borbély-hegy gerincív) és a „Börzsönyligeti-kaldera” (Szokolyai-medence).

A Börzsöny-hegység vulkáni tevékenységét KÖRÖSI D. (2007) 16,5–13,7 millió évre teszi. Működésének korai szakaszában, mintegy 16,5–15,5 millió éve alakult ki az „Ős-Börzsöny” (KÖRÖSI D. 2007), amelynek termékei a hegység területén a Magas-Börzsöny kivételével, a felszínen mindenhol megtalálhatók. A korai szakaszt több kitörési központ is jellemezte. Egyik ilyen terület a Déli-Börzsönyben a Nagy-kő-hegyi kaldera (Szokolyai-medence). Ennek napjainkban is látható maradványai a Nagy-Kő-hegy és a Gál-hegy

részeként ismert Nagy-Köszikla-hegy. A BALLA Z. – KORPÁS L. által meghatározott „Magyarkúti-kalderát” kúppalást-maradványként értelmezi.

HABLY L. – SCHWEITZER F. – SZEBERÉNYI J. (2009) a Magyarkút-környékén található hévforrás-üledékeket vizsgálták, SCHWEITZER F. témavezetése mellett. A kőzetekben talált paleobotanikai leletek alapján a kőzetek korának alsó határa 12 millió évre tehető. A posztvulkáni működések általában kalderán belüli tevékenységet jeleznek, amely BALLA Z. – KORPÁS L. (1978, 1980) által valószínűsített „Magyarkúti-kaldera” egykori meglétére utal.

5.2. A Déli-Börzsöny idős kavicsainak kutatástörténete

A kutatási terület több millió éves kavicstakarói az 1930-as évektől az 1970-es évek közepéig volt terítéken, főleg a földtani és a geomorfológiai térképezés témakörében. Ezek az üledékek nem csak a Délkeleti-Börzsönyben kerültek leírásra, hanem jóval nagyobb területen, ezért a következőkben a teljes Déli-Börzsöny irodalma kerül ismertetésre.

Legkorábban PAPP F. (1933) a Déli-Börzsöny nyugati részén – a Sas-hegy oldalában, illetve a Koppány-nyeregben – ír le „*grundi kavicsokat*”; óriáskavicsokról nála még nem találunk említést.

A Börzsöny keleti részén található kavicstakarókat FERENCZI I. (1935) írja le elsőként. Anyagi összetételük, „*durvaságuk*” és „*egyöntetűségük*” miatt a Vác, illetve Pestlőrinc környékén található idős kavicsokkal hozza összefüggésbe. Véleménye szerint a Börzsöny keleti oldalán lefutó Ős-Ipoly a Veporból szállította a felső-pliocén és alsó-pleisztocén idejében. Tanulmányában különös figyelmet fordít a Nógrád község mellett található óriáskavicsokra, melyek leírásnál a „*sárgás-barnás*” színt, illetve a „*fejnagyágú görgeteg*” és a „*kvarcittuskó*” megnevezéseket használja.

LÁNG S. (1952, 1955) a Börzsöny geomorfológiájáról írt munkáiban részletesen tárgyalta a Déli-Börzsönyben előforduló kavicstakaró-foszlányokat és kavicsszórványokat. Legtöbbjük származását a tönkösödéshez hozzájáruló „*idegen folyók*” által szétterített üledékként értelmezi. A hegység nyugati és keleti oldalán lévő összes kavics felhalmozódását és származását egységesítette, a korábbi feltárásokat újakkal egészítette ki. Származásukról FERENCZI-hez hasonlóan gondolkodik, felső-pliocén folyóvízi akkumulációt valószínűsít, de a pestlőrinci kavicsokkal már nem tartja rokoníthatónak. Ezek közül fontosnak találja a Koppány-nyeregben lévő, andezit fekére települő 2–3 méter vastag kavicstakarót. A Sas-hegy oldalában és a Ló-hegyi-patak völgyében lévő kavicsok jellemzésekor LÁNG leírja, hogy

„szemnagyságuk változatos, 1-50 cm-ig mindenféle méret előfordul. Gyakoriak a gyermekfej és a szék nagyságú óriási hömpölyök is”. A Délkeleti-Börzsönyben elsősorban a Nógrád-környéki (Széles-mező) kavicsokkal foglalkozik.

VADÁSZ E. (1953) a Nógrád környéki kavicsok vizsgálata során különös figyelmet fordított az ott előforduló dreikanterekre. Véleménye szerint a kavicstakaró „a tortonai (bádeni) andezitvulkánosságot követő szarmata időszak-beli, szárazföldi durva homokos, átmosott, tufaanyagos kavicskonglomerátum”. Külön említést tesz az itt található óriáskavicsokról, melyek méretbeli meghatározásakor az „ököl nagyságtól fél méterig terjedő darabok” kifejezést használta. A kavicsanyag eredetét a Börzsöny-hegységtől északra, a szarmata-pannon időkben még kimagasló kristályos, mezozoos hegységből származtatja. A dreikanterek kavicsanyagból való a kiformalódásának idejét a würmre teszi.

JANKOVICH I. – HÁLA J. (1972) földtani térképezése során Ipolytölgyestől délkeletre akadtak egy feltárássra, mely a lajta mészkő közvetlen települési viszonyait tárta fel. A lajta mészkő és a vulkáni piroklasztikum érintkezésének egyik legszebb példája a feltárás. A szerzők leírása szerint „jól látható a piroklasztikumra települő lajta mészkő. A mészkő alatti tufa kötőanyagú agglomerátum a különböző típusú andezitrögökön kívül fejnagyságú kvarckavicsokat is tartalmaz.” A feltárás leírása alapján tehát egyértelműen kijelenthető, hogy az óriáskavicsok börzsönyi vulkanizmus és a bádeni tengerelöntés között települtek.

VARGÁNÉ MÁTHÉ K. (1975-76) a Börzsöny keleti peremének kavicsaival a földtani térképezésének részeként foglalkozott. Az általa vizsgált kavicstakarókat oligocén – alsó-miocén korúnak minősítette. A kavicsok származási helyeként Wein Györgyre hivatkozva a Börzsönytől északra lévő, középső-miocénig kiemelt helyzetben lévő vepori típusú kőzeteket jelölt meg. Ez egyébként alapjaiban megegyezik FERENCZI I. (1935) és VADÁSZ E. (1953) elméletével. Meglepő, hogy VARGÁNÉ tanulmányában a nógrádi óriáskavicsokról még említés szintjén sem esik szó.

KORPÁS L. (1999) a vulkanizmus előtti kavicsok Nagyoroszi Kavics Formációként foglalja össze a Börzsöny keleti peremén előforduló, alsó-miocén kavicstakaró előfordulásait, így ezek között tünteti fel a Nógrád-környéki kavicsokat is. Ettől elkülönítve, a Széles-mező és a Szokolyai-medence kavicsait földtani térképén (KORPÁS L. – CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E.1999) a vulkanizmus után odakerült „báziskavicsok” kategóriába sorolja, annak magyarázójában negyedidőszaki maradványkavicsokként említi.

SCHWEITZER F. (2013) szerint a Szokolyai-medence kavicsai és a Nógrád-környéki kavicsok egy része az „Ős-Duna” által kerülhettek felhalmozásra, amelynek mikéntjéről az

5.4. fejezetben lesz szó. A szóban forgó idős folyóvízi üledékek egy szélesebb ívű kanyar mentén kapcsolhatók össze a mogyoródi kavicsokkal.

5.3. A dunateraszok kutatástörténete

CHOLNOKY J. (1923, 1925) munkássága indítja el a rendszeres terasz kutatást Magyarországon. A Duna mentén felismeri a jelenkori magasárteret, a „városi” vagy „kavicsos” teraszt, a „fellegvári” vagy „szikla teraszt”, illetve egy legmagasabb pliocén teraszt is, összesen négyet. Ezt alkalmazza a Dunára is. Elsőként ad szintézist és foglalt állást a teraszok korával kapcsolatban, de keletkezésüket kizárólag az Alföld süllyedésével magyarázza.

KÉZ A. (1933, 1934, 1942) A Duna Győr-Vác szakaszán a történő terasz kutatás. Felismeri a 44-48 relatív magasságban lévő teraszokat. Korábban négy, majd később BULLÁVAL való közös munkája során összesen hat teraszról ír.

Magyarországon BULLA B. (1941) ismeri fel először a pleisztocén éghajlatváltozások kiemelt jelentőségét a felszínfejlődésre és a folyók mechanizmusára nézve. A teraszképződés a tektonika és a klímaváltozások együttes hatására alakulnak ki. Bevezeti a teraszok alulról felfelé történő számozását. Hat, esetleg hét teraszról beszél, elsősorban a Dunateraszok alapján: I. holocén, II. újpleisztocén, III. közép pleisztocén, IV. ópleisztocén, V. plio-pleisztocén határ, VI. felső-pliocén. Véleménye szerint a négy eljegesedés alatt négy klimatikus terasz képződött.

PÉCSI M. (1959) munkájában az addigi legátfogóbb összefoglalást írta meg a teraszokról. Tulajdonképpen KÉZ és BULLA munkáját vitte tovább és egészítette ki. A Dunakanyarban 7 (plusz egy feltételezett, összesen 8) terasszintet írt le, ebből az ártéri szinteket és a II. sz. teraszokat megkettőzte. Megállapította, hogy a fiatal teraszok a Szent Mihály-hegy környékén 10–20 méterrel magasabban vannak, mint az Esztergom-Zebegény és a Nagymaros-Verőce szakaszokon. A Duna mindkét partján a teraszokat megnevezte és táblázatos formában, tanulmányában összefoglalta. Ez alapján elkészült a Dunakanyar teraszainak összefoglaló térképe. Ugyanakkor leírja, hogy a Dunakanyar és a Gerecse É-i peremén lévő idősebb teraszok egymással való párhuzamosítása „*még nagyon problematikus*”.

SCHEUER GY. – SCHWEITZER F. (1973) a gerecse-peremi travertínok kutatása során az édesvízi mészkövek ártéren képződött típusainak elkülönítésével a terasz kutatásban is alkalmazható módszert dolgoztak ki. Alkalmazása során SCHWEITZER F. (1988) a travertínok

mért koradatai alapján a III. terasz megkettőződésének első tényszerű bizonyítékáról ír. A III/A terasz idejében keletkezett édesvízi mészköveket Magdolna-pusztánál, a III/B-hez tartozókat pedig Óbudán a Kiscelli-fennsík feltárásában szelvényezték.

SCHWEITZER F. – SCHEUER GY. (1988) közös publikációjában Schweitzer Ferenc dunai teraszok kialakulásáról írta, hogy a Nyugati-Gerecse előterében, az V. sz. teraszig minden bizonnyal folyóvízi eredetű geomorfológiai szintekről beszélhetünk. De a PÉCSI M. (1959) által VI. terasznak minősített szint már száraz időszakokban keletkezett hegylábfelszín, a legfelső szint pedig pannon delta összletek maradványai.

HAHN GY. (1989) munkájában sok szempontból vitathatónak tartja PÉCSI M. teraszelméletét. Elsősorban az abszolút korokkal kapcsolatban. Leírásaiban az 1965-ös-INQUA konferencia terepbejárását kommentáló külföldi kutatók véleményére alapozva kérdőjelezi meg PÉCSI eredményeit.

RUSZKICZAY-RÜDIGER ZS. et al. (2005) új módszerrel próbálták megmérni a sziklateraszok korát. A kozmogén ^3He kitettségi kor mérések alapján PÉCSI M. által koradatoknál nagyságrendekkel fiatalabbak jöttek ki. Ez alapján a 7 felismert teraszt a pleisztocén utolsó két eljegesedésének idejére tették, ami a középhegységi terület rendkívül gyors kiemelkedését feltételezi.

GÁBRIS GY. (1997, 2006, 2007). a teraszok megkettőződésének kérdéskörét érintve, a teraszok kialakulási mechanizmusára vonatkozó elméletekkel foglalkozik. A vízhozam- és a mederbe kerülő hordalékmenyiség viszonyával ragadja meg a problémát, melyben a klímaváltozást késedelmesen követő növényzettel való felszínborítottság kap kiemelt szerepet. Ebből kifolyólag a folyó bevágódása csak különböző időintervallumokon belül fellépő radikális változások során következhet be. Ezek a lehülési szakaszok és a felmelegedési szakaszok első fázisaiban létrejövő, növényzettel (már vagy még) nem borított felszíneinek felgyorsult eróziójából adódik. A teraszok képződését az oxigénizotópok alapján meghatározható terminációkhoz köti. Az egyes terasz szintek radiometrikus mérési módszerekkel mért koradatai alapján a III. és IV. terminációban feltételezi a III/A és III/B terasz kialakulását.

5.4. A Visegrádi-szoros kialakulási elméleteinek kronológiája

Duna-völgy kutatástörténete Magyarországon már nagy múltra tekint vissza. Ez érthető, hiszen a vízrajzi tengelyként szolgáló folyó a Kárpát-medence teljes területének geomorfológiájára nézve közvetlenül vagy közvetve, de kihatással van. E ténynek korai

felismerése után elsőként SZABÓ J. (1862) folytatott kutatásokat ezzel kapcsolatban. Eredményeként a Duna völgyének kialakulását tektonikus tényezőkre vezette vissza, de ekkor, az általunk vizsgált területre és a Visegrádi-áttörés kérdésére részleteiben még nem tért ki.

Elsőként SALAMON F. (1878) próbált választ találni a dunai áttörés problémájára. A „Visegrádi-tengerszoros” elmélete, mely szerint a terület a „*harmadkor végén*” tengerszoros volt, majd a tenger levonulásával a Duna foglalta el a területet. A későbbiek során a Visegrádi-szorosban található – korallzátonyokat is tartalmazó – lajta mészkövek alapján kijelenthető, hogy a területen valóban jól átvilágított tengeri környezet volt, de a folyó megjelenésének időpontja nem követi közvetlenül a bádeni tenger visszahúzódását.

BÖCKH H. (1899) kutatásai alapján arra a következtetésre jutott, hogy a Duna megjelenése előtt a szorost a felvidéki vízrendszerek folyói már „*használták*”, így a Duna völgyét ösfolyók által preformált völgyként értelmezte. Ezt támasztotta alá később SÓBÁNYI GY. (1906) következtetése is, melyet a felvidéki folyók kavicsainak tanulmányozása után vont le. A Duna megjelenésének időpontjának megállapítására HALAVÁTS GY. (1898) Pesti-síkságon végzett kavicskutatói eredményeit felhasználva tett kísérletet. Tanulmányában a levantei időszakot (késő-pliocén) jelölte meg. Ezt az időpontot napjainkig csak RUSZKICZAY-RÜDIGER ZS. et al. (2005) kérdőjelezte meg.

A Visegrádi-szoros mai arculatának kialakulását magyarázó antecedens völgyképződési elmélet szerint a folyó bevágódásával egyidejűleg a terület általános emelkedése zajlik le. E mellett SCHAFFARZIK F. (1918), CHOLNOKY J. (1925), KÉZ A. (1933), NOSZKY J. (1935) és az elmélet későbbi véglegesítőjeként PÉCSI M. (1959) foglalt állást.

Az antecedens völgyképződési elmélettel párhuzamosan VENDL A. (1928) a Dunakanyar területe alatt egy antiklinálist feltételezett. Szerinte e mentén alakult ki a folyóvölgy.

KÁDÁR L. (1955) kutatásai során vázolta fel regressziós elméletét, mely szerint egy Alföld felől nyugati irányba hátravágódó eróziós völgy kettévágta az egységes vulkáni hegységet, sorban lefejezte a felvidéki folyókat, illetve az addig a Gerecse nyugati oldalánál déli irányba, a Móri-árok felé forduló Ős-Dunát. Ezeket a vízfolyásokat így egyesítve vezette az Alföld felé.

Az említett, tisztán eróziós úton való völgyfejlődéssel LÁNG S. (1955) sem értett egyet, aki VENDL elméletét, az antecedens völgyképződést és a felvidéki ösfolyók által preformált völgy elméletét „*összegyúrva*” gondolkodott. Szerinte a Dunakanyar alapjában véve egy antiklinális mentén kialakult antecedens völgy, amelynek rajzolata egy ösfolyó meanderének elfoglalásával később módosult és alakult ki a napjainkban látható „*patkó*” vagy „*hurok*”

alakú rajzolat. LÁNG szerint a Duna eredetileg a Szent Mihály-hegy tömbjét a mai Zebegény – Dömös – Kismaros folyásirány helyett északról Zebegény – Törökmező – Kismaros felé kerülte meg.

Ugyanezt a kanyarulatot mások nem ösfolyó meanderével, hanem vetőkkel, vetőszakaszokkal magyarázták (CZAKÓ T. – NAGY B. 1976, BREZSNYÁNSZKY K. – SÍKHEGYI F. 1987, KORPÁS L. – CSILLAGNÉ TELPÁNSZKY E. 1999, FODOR et al. 1999).

A kanyarulat kialakulásában SZÉKELY A. (1997) szerint nem vetők, hanem a vulkáni formák játszottak elsődleges szerepet. Ekkor dolgozta ki a Visegrádi-hegység kettős kalderájának elméletét, mely szerint a Szt. Mihály-hegyet a Duna kalderaátvágással különítette el a Visegrádi-hegységtől. A folyó így a kaldera belsejét érintő hurok kialakításával vette fel jelenlegi futásirányát.

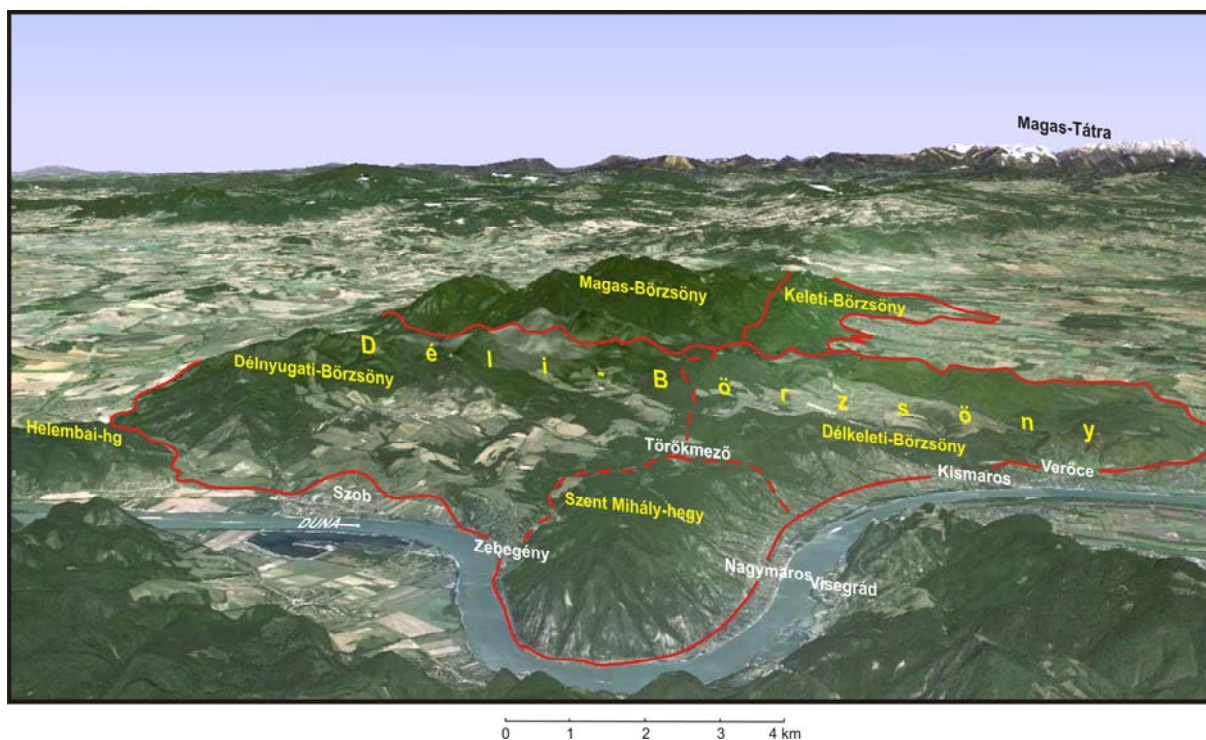
Ezzel szemben KARÁTSZON D. (2007) véleménye szerint neotektonikus vetők önmagukban nem magyarázzák a „*patkó*” alakú rajzolatot, SZÉKELY A. (1997) kettős kalderáját pedig nem tartja létezőnek. KARÁTSZON elmélete szerint egyetlen vulkáni felépítmény, a Keserűs-hegyi vulkán testéről többszörös hegycsuszamlás utáni aszimmetrikus kiemelkedések és utólagos magma-benyomulás során jött létre a Szent Mihály-hegy. Ennek okán térült el a Duna és vette fel mai rajzolatát az eróziós kaldera belsejének érintésével.

SCHWEITZER F. (2009, 2013) a Dunakanyarban folytatott kutatásai során ismert fel olyan összefüggéseket, melyek kérdéseket vet fel a jelenlegi Visegrádi-szoros tisztán antecedens kialakulását illetően. Elmélete szerint a magas teraszok csak a Nagymaros-Visegrád vonalig követhetők jól, a jobb parton ezután megszűnnek, illetve a PÉCSI M. által megjelölt felszínek nagyon bizonytalanok. Ez felveti annak lehetőségét, hogy a Duna csak az alacsony teraszok kivésése idején került mai helyére. Korábban, a magas teraszok képződésének idején Visegrád után a Szokolyai-medence – Nógrád irányban folyhatott. Így kerültek mai helyükre a Szokolyai-medence és a Széles-mező kavicsai.

6. A kutatási terület bemutatása

A kutatási terület környezetének meghatározása a táj természetföldrajzi sokszínűsége miatt két irányból is megközelíthető. Az egyik esetben kizárólag vulkánszerkezeti, és geomorfológiai szempontokat, a másik esetben a Magyarország Kistájainak Kataszterét (MAROSI S. – SOMOGYI S. szerk. 1990, DÖVÉNYI Z. szerk. 2010) vettem alapul.

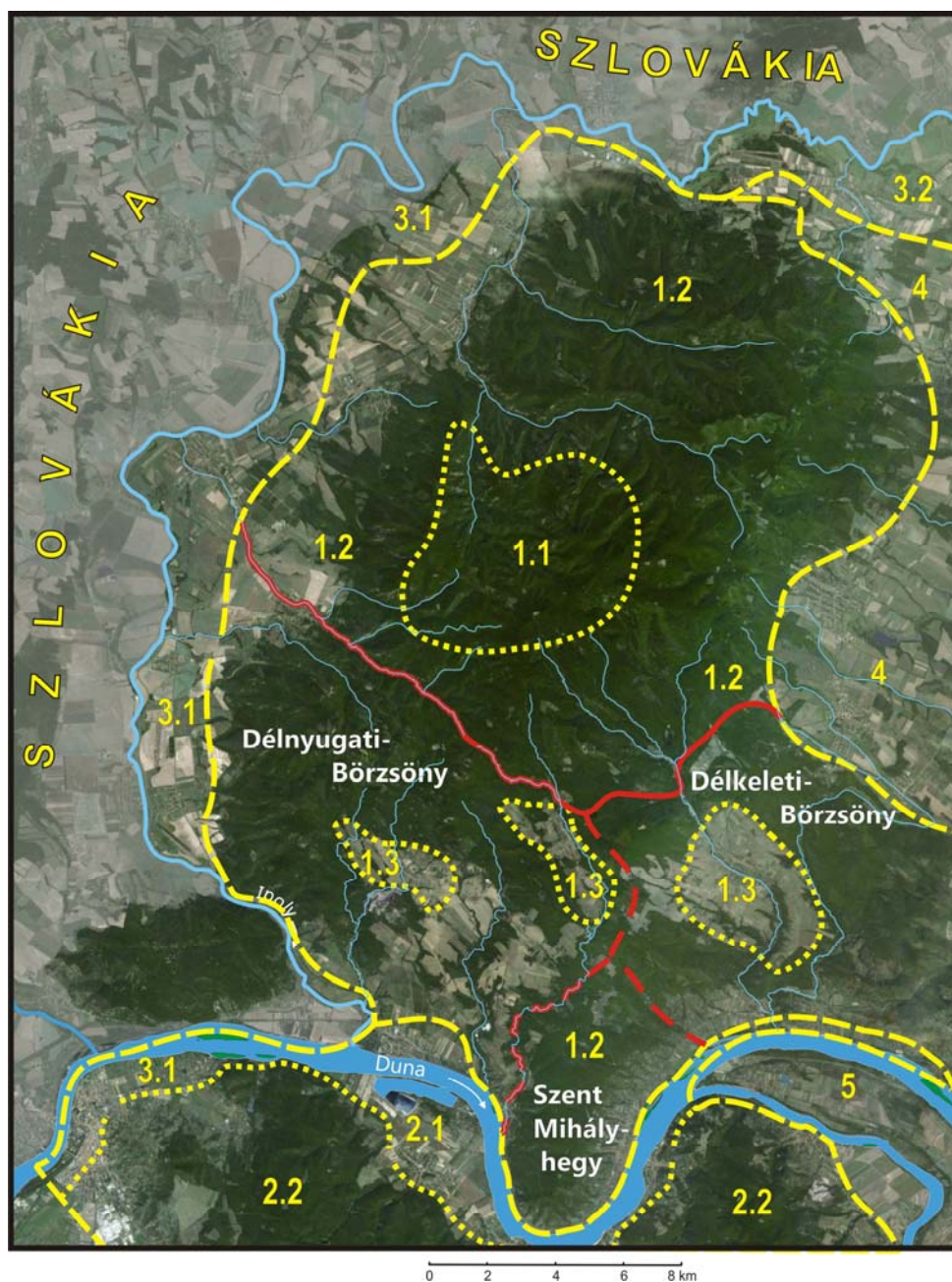
Az első szempont szerint területünket a Déli-Börzsöny részeként kell értelmezni. A Magas- és Keleti-Börzsöntől délre, illetve a Dunától északra a található 300 km²-es hegység rész esetében, jellemzően igen változatos, patak völgyek és medencék által jól tagolt hegyek és dombok helyezkednek el. A Déli-Börzsönt a hegység központi és keleti részétől a Nagybörzsöny – Hosszú-völgy – Nagyirtás-pusztá – Ló-hegyi-patak – Deszkametsző-völgy – Királyrét – Széles-mező – Nógrád vonal mentén lehet elválasztani. Ez a terület domborzati és vulkánszerkezeti szempontból három részre bontható: a Szent Mihály-hegy csoportja, a Délnyugati-Börzsöny és a Délkeleti-Börzsöny (8. ábra).



8. ábra. A Börzsöny a Duna felől. Készítette a Google Earth műholdfelvételének felhasználásával: Szeberényi J.

A másik szempont Magyarország Kistájainak Katasztere fogalomrendszere. Ez alapján elmondható, hogy egy adott kistáj elsődlegesen természetföldrajzi fogalom, de e mellett általában bele kell érteni az ember által alkotott állandó építményeket és a termelés-fogyasztás hatásait is. A kistájban tehát egy meghatározó *tájökológiai egyveretűség* van jelen (MAROSI S. – SOMOGYI S. szerk. 1990). Ezen paraméterek mentén a kataszter megalkotói, a Börzsönt

kistájakra osztották (9. ábra). Az ide vonatkozó egységek közül, kutatási területünk szempontjából a *Börzsönyi-peremhegység*, a *Börzsönyi-kismedencék* és a *Visegrádi Dunakanyar* kistájai bírnak kiemelkedő jelentőséggel.



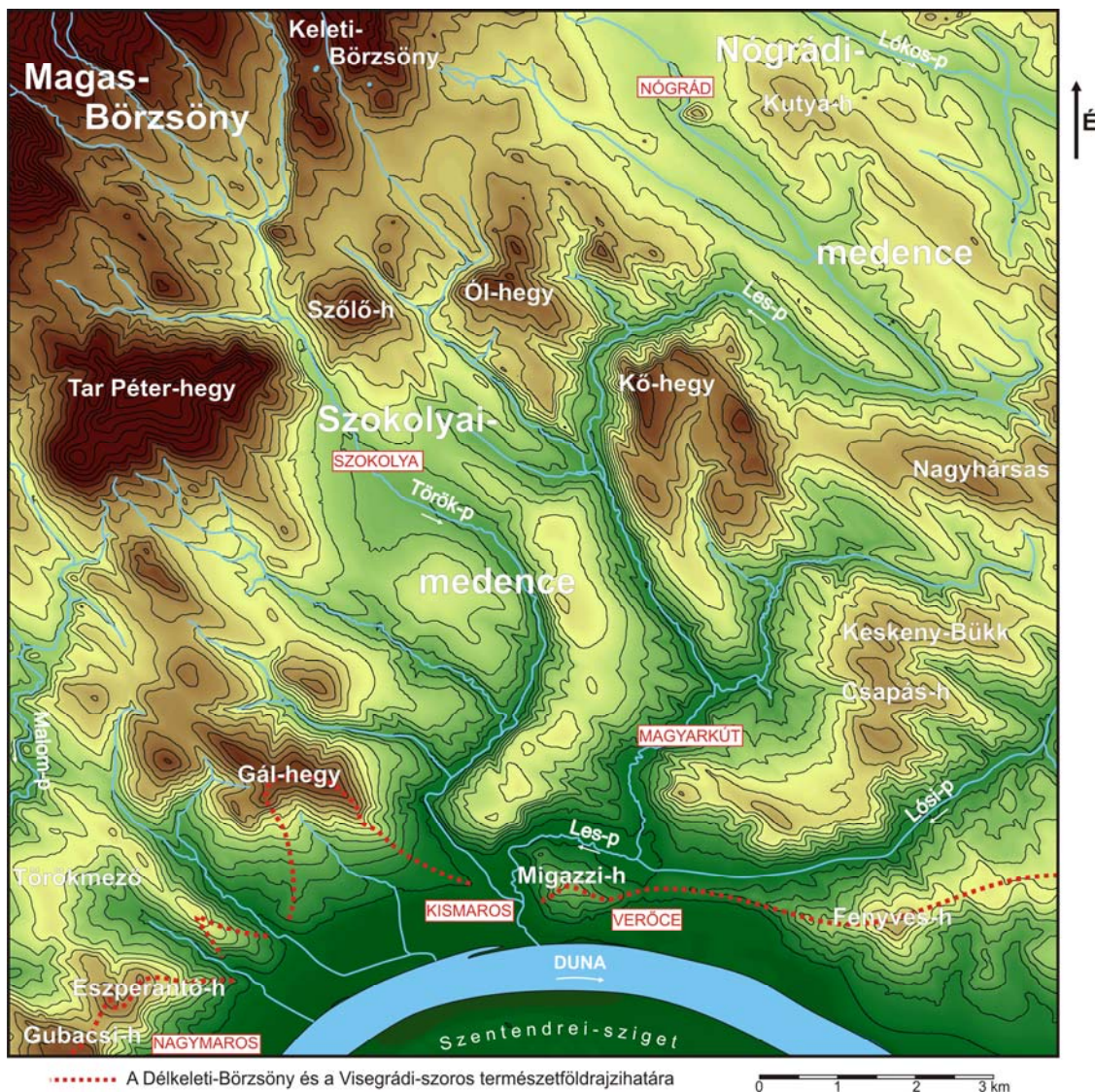
9. ábra A Déli-Börzsöny elhelyezkedése a hegység és környezetének kistáj-térképén.

Készítette a Google Earth műholdfelvételének felhasználásával: Szeberényi József

Jelmagyarázat: 1 = Börzsöny-hegység (1.1 = Magas-Börzsöny, 1.2 = Börzsönyi peremhegység, 1.3 = Börzsönyi kismedencék); 2. = Visegrádi-hegység (2.1 = Visegrádi-Dunakanyar, 2.2 = Visegrádi-hegység); 3 = Ipoly-völgy (3.1 = Alsó-Ipoly-völgy, 3.2 = Középső-Ipoly-völgy); 4 = Nógrádi-medence; 5 = Duna Menti Síkság. Piros vonalakkal a 8. ábrán bemutatott Déli-Börzsöny fontosabb részei kerültek jelölésre.

6.1. A kutatási terület

A kutatási terület konkrét határainak megválasztásakor, a kutatás tárgyának megfelelően elsődlegesen vízrajzi és geomorfológiai szempontokat vettem figyelembe. Lényeges volt egy zárt, kompakt természetföldrajzi egység kijelölése, amelyben a külső és belső erők által indukált felszínformálás folyamata jól körüljárható, viszonylag könnyen vizsgálható. Jelen dolgozat 144 km²-es kutatási területe (95%-ban) a teljes Délkeleti-Börzsönyt és (5%-ban) a Visegrádi-szoros bal parti részének Nagymaros alatti (továbbiakban alsó) szakaszát foglalja magában. A két részterületet a Fenyves-hegy – Migazzi-hegy – Gál-hegy – Eszperantó-hegy – Gubacsi-hálás vonal mentén lehet egymástól elválasztani (10. ábra).



10. ábra. A körülhatárolt kutatási terület. Készítette: Szeberényi József.

A kutatási terület magában foglalja a Szokolyai-medencét, annak peremhegyeit, a peremhegyek Nógrádi-medence felé kifutó lejtőoldalait, Magyarút-környéki hegyeket, illetve a Visegrádi-szoros alsó szakaszát.

A kutatási terület határai:

Dél: Duna vonala a Fenyves-hegy és Nagymaros között.

Nyugat: Nagymaros – Eszperantó-hegy – Malom-patak völgye – Tar Péter-hegy nyugati oldala – Magas-Börzsöny

Észak: Magas-Börzsöny délnyugati oldalán lefutó lejtők – Keleti-Börzsöny leereszkedő, és a Nógrádi-medencére lefutó oldalgerincek délkeleti lejtői – Kutya-hegy (Nógrádi-medence).

Kelet: Kutya-hegy – Nagyhársas-hegy – Keskeny-Bükk – Csapás-hegy – Fenyves-hegy.

6.2. Földtani alapok bemutatása

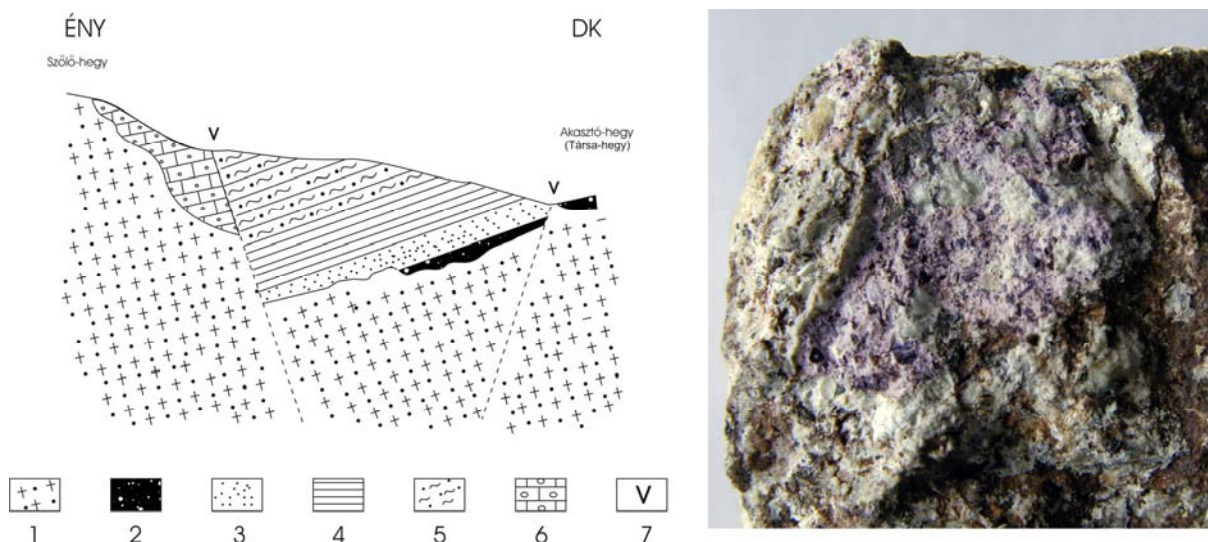
A Börzsöny vulkanizmus előtti kőzeteit a peremek felszíni előfordulásaitól eltekintve csak fúrásokból ismerjük (KORPÁS L. – CSILLAGNÉ T. E. 1998; KORPÁS L. 1999). A Börzsöny-hegység vulkáni kőzetei alatt, a szerkezetföldtani szempontból kettéosztott aljzaton a Hárshegyi Homokkő, a Tardi Agyag és a Kiscelli Agyag kora-oligocén transzgresszív sorozata, ezek fedőjében a késő-oligocén regresszív képződményei (Pétervásárai Homokkő és a Becskei Formáció tagozatai) találhatók. A kora-miocénben keletkezett Budafoki Formáció, Egyházasgergei Formáció és Nagyoroszi Kavics Formáció már a vulkáni képződmények közvetlen fekvőrétegeit adják. A Börzsöny déli és keleti területeit illetően Nagyoroszi Kavics Formáció Délkeleti-Börzsönyre eső előfordulásainak vulkanizmust megelőző lerakódását SCHWEITZER F. (2013) a csak itt megtalálható óriáskavicsok alapján vitatja. Véleménye szerint ezek az idős kavicsok a vulkanizmus után, a szarmata időszakban nyugati irányból érkezhettek és akkumulálódásuk idején kapcsolatban állhattak a mogyoródi kavicsokkal.

A Börzsöny-hegység vulkáni tevékenysége 16,5–13,7 millió éve zajlott, melyet három szakaszra lehet osztani (KARÁTSZON D. 2007). Korai (sekélytengeri) szakasz, átmeneti (szárazulati) szakasz és a késői (magas-börzsönyi) szakasz. A Délkeleti-Börzsöny jelentős része a korai szakasz során keletkezett. A némileg szárazulaton is, de inkább sekélytengerben lezajlott, heves robbanásos kitörésekkel jellemezhető folyamatok (16,5–16 millió év), kisméretű kalderákat formáltak. Ennek során keletkezett a Délkeleti-Börzsöny területén, a mai Szokolyai-medence helyén „Nagy-Kő-hegyi kaldera” (KARÁTSZON D. 2007). Itt kell még megemlíteni az un. „Magyarkúti-Kalderát”, amelynek egykori létezését BALLA Z. – KORPÁS L. (1978, 1980) feltételezi. Magyarút környezetében valóban található egy negyed köríves

gerinc (Keskeny-Bükk – Csapás-hegy – Magas-hegy – Borbély-hegy), amely formailag visszavezethető egy egykori kalderára, továbbá a formában vulkáni utóműködésből származó hévforrás-üledékek és gejziritek (HABLY L. – SCHWEITZER F. – SZEBERÉNYI J. 2010.) is egy korábbi kaldera megléte mellett szólnak. A hévforrásüledékek a bennük talált növénymaradványok alapján (*Podocarpium podocarpum*) legkésőbb a szarmatában keletkeztek. A kaldera létezéséről KARÁTSZON D. (2007) nem ír, helyette a területen vulkáni kőzetek lepusztulásából származó, sekélyvízben áthalmazódott törmelékárak üledékeit találta meg. A kaldera(ák) mellett létrejöttek kisebb formák is, mint Nógrád környékén található egyedi lávadóмок, amelyek egy sekélytengeri környezetből kissé kiemelkedő vulkáni szigetszerű szárazulaton működtek (KARÁTSZON D. 2007). Ezek közül a nógrádi Vár-hegy a legismertebb.

Az átmeneti szakasz már egy jóval csendesebb, elsősorban lávaömlésekkel, lávadóмокokkal jellemzett periódus (16–14,5 millió év), amely teljes egészében szárazulaton zajlott. Kisebb-nagyobb önálló vulkáni építmények keletkeztek. Ezek a folyamatok leginkább a Börzsöny központi, és délnyugati részét érintették, de a Délkeleti-Börzsöny északnyugati részén található Pap-hegy lávadóm eredetű felépítménye is ekkor keletkezett. A vulkáni működésből származó felépítmények listája a délkeleti rész esetében ezzel véget is ért, ugyanis a késői szakasz (14,5–13,7 millió év) már csak a Magas-Börzsöny területét érintette (KARÁTSZON D. 2007).

A bádeni transzgresszió dél felől érte el a területet. A tengervíz fokozatos térhódítása a kalderaperemeken átlépve, a zárt medencé(ke)t is elborította. A kalderató normál sós vizű tengeröböllé változott területének legnagyobb mélysége 120–150 méter lehetett. A medence vizének elsósodási folyamatát kiválóan reprezentálja a lerakódott márgás-meszes üledékösszlet faunaösszetétele (BÁLDI T. – KÓKAI J. 1970, KORECZNÉ LAKY I. 1980, BÁLDI T. 2003). Az azokban képződött agyagos-diatomitos üledékekből így egy folyamatosan egyre meszesebbé váló márgás üledéksorozat fejlődik ki, melyet elsősorban BÁLDI T. – KÓKAI J. (1970) és BÁLDI T. (2003) kutatásaiból ismerünk (11. ábra.). Ezt az üledéksorozatot KÖRPÁS L. (1999) Szilágyi Agyagmárga Formációként rögzíti, melynek fedőjében megjelenik a partszegélyi kifejlődésű Rákosi Mészke Formáció. Ez utóbbinak partszegélyi képződését igazolják a helyenként megjelenő andezit-zárványok is (1. kép).



11. ábra Teljes bádeni sorozat a Szokolyai-medencében. BÁLDI T. – KÓKAI J. (1970) ábrája.
Jelmagyarázat: 1= vulkáni kőzet, 2= hévforrás-üledék, 3= diatomit, 4=agyag, 5= márga, 6= mészkő, 7= vető.

1. kép. Andezit-zárvány a lajta mészkőben Szokolyától északra. Fotó: Poór I.

A márgás üledékek tehát az egykori öböl belső részeire, a mészkövek a peremekre jellemzőek. A visszahúzódó bádeni tenger után a terület napjainkig tartó szárazulati szakaszába lépett. A szarmata és a pannon transzgressziók a Börzsöny területét nem érintették, legalábbis napjainkig nem találtak olyan üledékeket, amely ezt bizonyítaná.

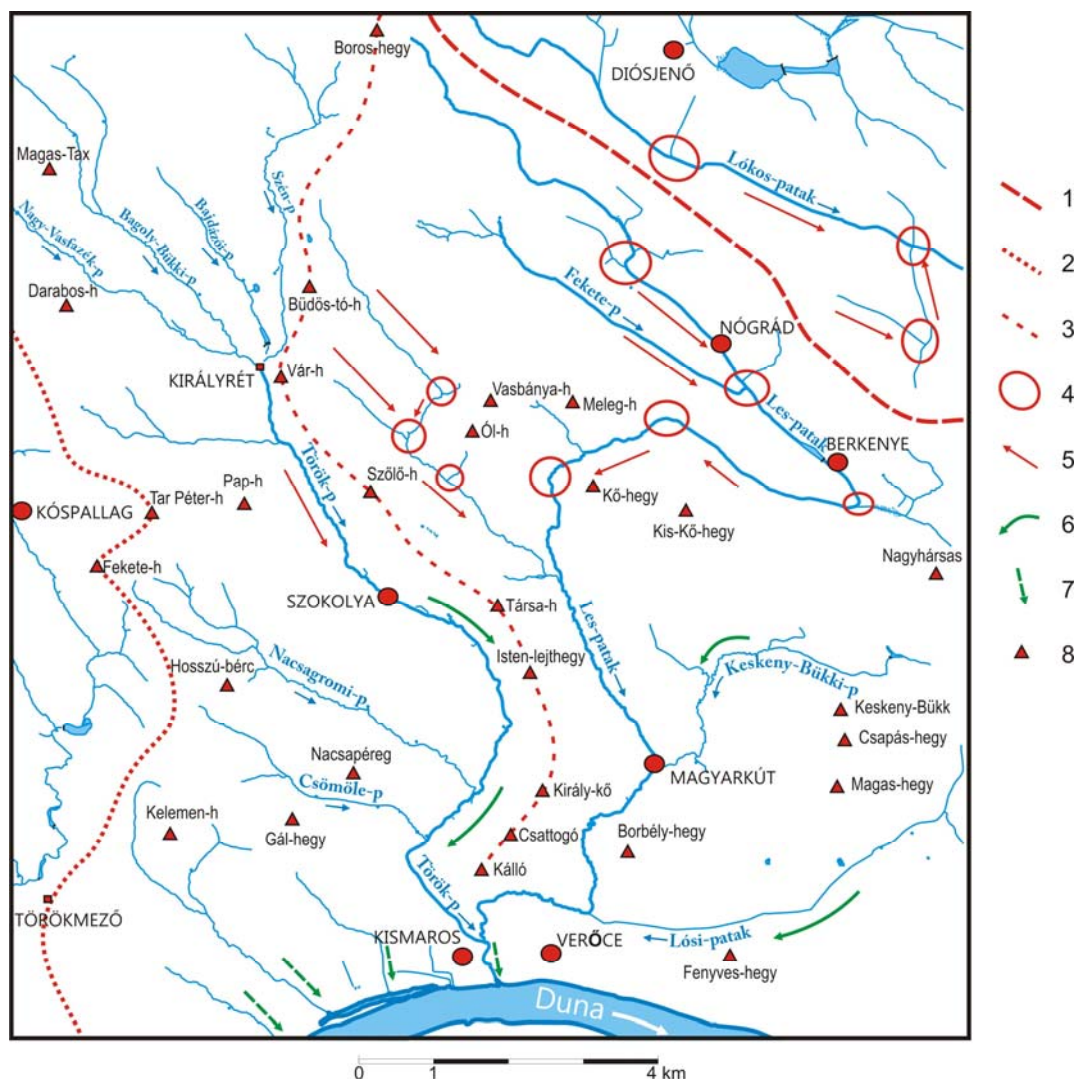
A késő-pliocén – kora pleisztocénben megjelenő Duna a kutatási terület déli részén rakott le folyóvízi kavicsot, amelyeket legtöbb esetben lösz fed be.

6.3. A kutatási terület jelenlegi vízhálózatának bemutatása

A Duna és az Ipoly vízgyűjtőinek határát a Börzsöny elsődleges vízválasztója adja. Ennek vonala az Ipoly-torkolattól a Csák-hegy – Só-hegy – Nagy-Sas-hegy csúcsok érintésével északkeleti irányban halad, majd a Magas-Börzsönyön keresztül délkeleti irányba visszafordul és Nógrád és Diósjenő között hagyja el a Börzsönyt (12. ábra, 1-es jel). A Kóspallagi- és a Szokolyai-medence között húzódik a Déli-Börzsöny legfontosabb másodlagos vízválasztója, amely vulkánszerkezeti határvonalat is képez a Délkeleti- és a Délnyugati-Börzsöny között. A Délkeleti-Börzsöny vizeinek 65–70 %-a a Magas- és a Keleti-Börzsönyben ered. Helyi forrásból táplálkozik a Nacsagromi-patak (Fekete-hegy), a Csömöle-patak (Gál-hegy), a Keskeny-Bükki-patak (Nagyhársas) és a Lósi-patak (Magas-hegy). A felsorolt vízfolyások kis hozamúak és 4–5 km-nél nem hosszabbak, vagyis vízhálózatában alárendelt szereppel bírnak. A kutatási terület két legfontosabb vízfolyása a Les- és a Török-patak. A kettő közti vízválasztót a Boros-hegy – Büdös-tó-hegy – királyréti Vár-hegy – Szőlő-

hegy – Társa-hegy – Isten-lejthegy – Király-kő – Csattogó – Kálló vonal mentén lehet meghúzni.

A kutatási terület vízhálózatát nem jellemezhetjük egységes rajzolattal. A rajzolat irányítottága elsődlegesen a Duna (mint erózióbázis) elhelyezkedése, az alpi fázisokhoz köthető tektonikai vonalak és a domborzati egységek irányításával alakult ki. Ezek alapján a területet három részre lehet osztani:



12. ábra. A Délkeleti-Börzsöny vízrajzi térképe. Készítette: Szeberényi J.

Jelmagyarázat: 1 = Duna/Ipoly vízválasztó, 2 = Délkeleti-/Dél nyugati-Börzsöny vízválasztó, 3 = Török-p/Les-p vízválasztó, 4 = tektonikus befolyásra utaló jelek, 5 = tektonikusan meghatározott vonalvezetés (ÉNY-DK, DNY-ÉK), 6 = ívelt vonalvezetés, 7 = délies folyásirány, 8 = hegytető.

Északi rész: A patakok elsődlegesen északnyugat-délkeleti, másodlagosan északkelet-dél nyugati irányok mentén haladnak. Ennek oka egyrészt, hogy a terület északnyugati sarkában helyezkedik a forrásterületként funkcionáló Magas- és Keleti-Börzsöny. Ezek oldalairól így a területre érkező vízfolyások északnyugat-délkeleti folyásirányt öröklök meg.

Ez a Török- és a Les-patak esetében is igaz. A Nógrádi-medencében a rajzolat tektonikai vonalak meglétére utal. Erre lehet következtetni a Lókos-, a Les- és a Fekete-patak, illetve a hozzájuk csatlakozó vízfolyások rajzolatában látható derékszögű kanyarokból (12. ábra, 4-es jel), illetve az azokat összekötő közel egyenes szakaszokból (12. ábra, 5-ös jel).

A vízfolyásszakaszok tektonikai vonalak mentén történő kialakulását az a reális felvetés indokolja, hogy a vonalak irányítottsága megegyezik az alpi hegységképződési fázisok idején, a Kárpát-medencében kialakult jellemző törésirányokkal. Itt a Duna elhelyezkedése nem, vagy csak nagyon kis mértékben érvényesül. A részterület határát a Török-patak esetében a Szokolyai-medencébe való belépésnél, a Les-patak esetében pedig az Ól-hegy és Kő-hegy közötti szorosban történő déli irányba való fordulónál kell meghúzni.

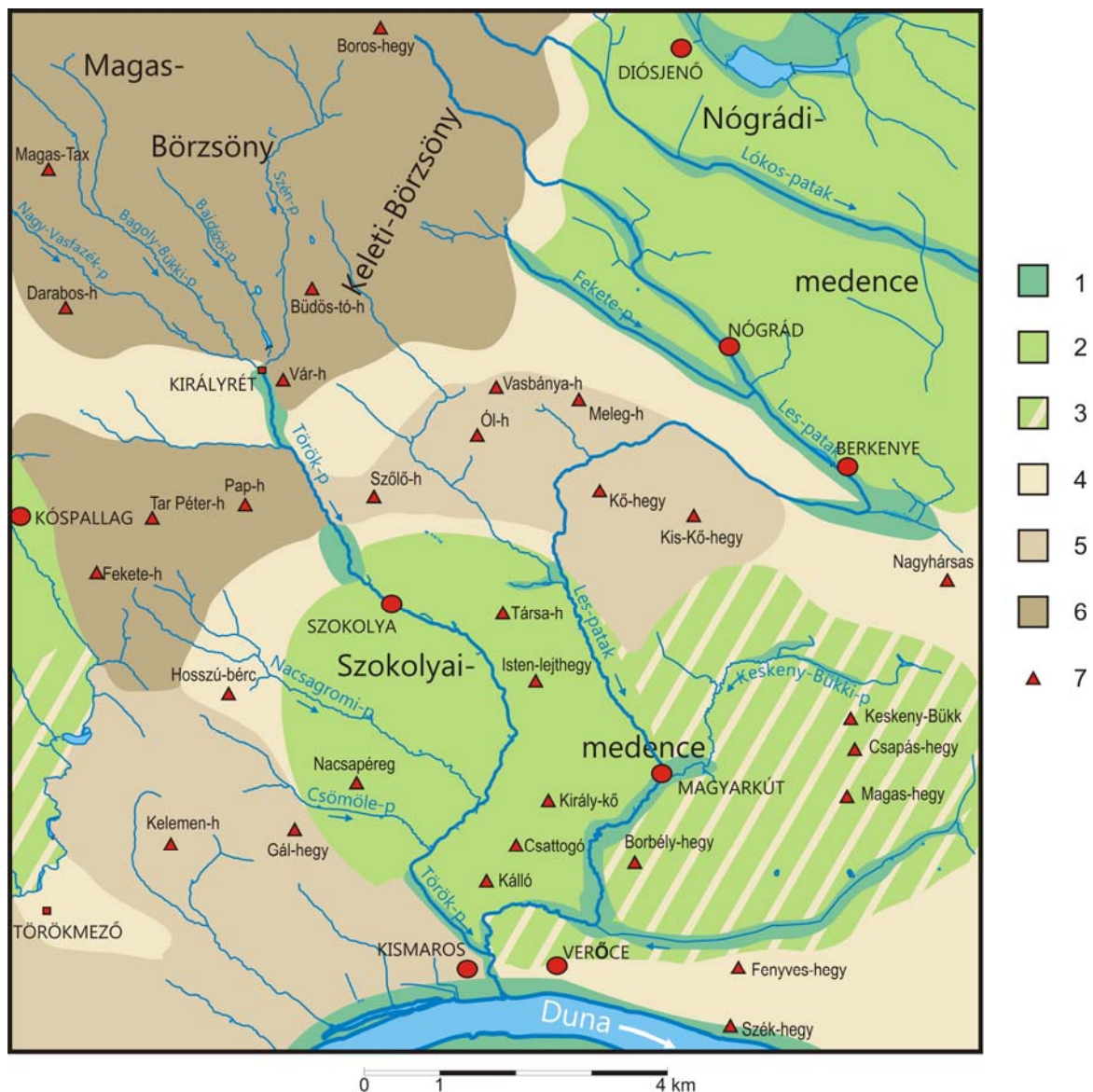
Középső rész: Ez a szakasz a fent említett pontoktól a Szokolyai-medence déli határáig tart, ahol elsősorban az íves rajzolat jellemző. A Török-patak minden valószínűség szerint az egykori kaldera hatására alakult ki. Rajzolatának irányát szépen követi a Les-patak is, bár itt a jóval egyenesebb vonalvezetés miatt (a Les-völgyben, Magyarkút felett) valószínűleg nagy szerepet kapott a tektonika is. A Les-patakhoz csatlakozó Keskeny-Bükki-patak és Lósi-patak is íves rajzolatú. Erről ír tanulmányában BALLA Z. – KÖRÖS L. (1980) is, amelyben elsősorban a domborzati és vízrajzi jellemzők alapján feltételezték a Magyarkúti-kaldera meglétét.

Déli-rész: A terület legdélebbi részén a domborzati és tektonikai befolyás már nem érvényesül. Itt egyértelműen a Duna felé irányulnak a patakok. Nemcsak a Török- és a Les-patak, hanem a Kelemen- és a Gál-hegy déli oldalából lecsorgó kisebb vízfolyások is.

6.4. A kutatási terület jelenlegi geomorfológiája

A kutatási terület domborzata a nyugati határt képező Pap-hegy (470 m) – Tar Péter-hegy (526 m) – Fekete-hegy (480 m) vonulatot kivéve sehol nem éri el a 400 métert. A földrajzi értelemben dombsággként kezelendő terület geomorfológiai tekintetben nagyon változatos, a felszín vizsgálata során 6 különböző domborzattípust tudunk elkülöníteni (13. ábra).

Széles völgytalpak, és Duna-menti ártéri területek: A Duna és a patakok mentén kialakult völgytalpak, amelyeknek egy része csapadékosabb időszakok során elöntésre kerül. Ezek elsősorban a dombsági területeken, azok peremein alakultak ki. Ebbe a kategóriába kell sorolnunk a Duna völgyében kialakult alacsony és magas ártereket is.



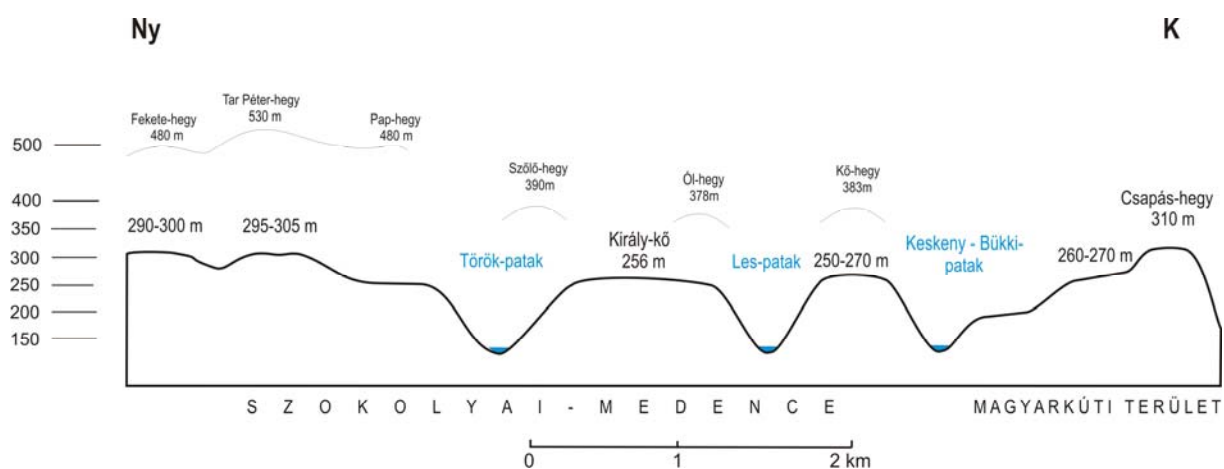
13. ábra A Délkeleti-Börzsöny domborzattípus térképe. Készítette: Szeberényi J.

1 = széles völgytalp, ártér, 2 = medencedomság, 3 = dombsági terület, 4 = medenceperemi és hegylábi, átmeneti terület, 5 = középhegységi jellegű terület, 6 = középhegység, 7 = hegytető, 8 = a kutatási terület határa.

Medencedomságok: Ebbe a típusba sorolhatjuk a Nógrádi- és a Szokolyai-medence felszínét, melyek hullámos felülete, a patak völgyek bevágódásával jött létre. A Szokolyai-medence esetében a kiemelkedő peremhegyek oldalain leszaladó, illetve a területen északról a Duna felé áthaladó vizek fokozatosan vágták be magukat annak egyengetett felszínébe és alakították ki a ma látható medencedomsági térszínét. Az egykori kaldera beszakadással létrejött, eredeti peremeinek maradványai a Nagy-Kő-hegy (383 m) és a Gál-hegy (377 m) részeként megjelenő Nagy-Kőszikla-hegy (KARÁTSZON D. 2007), napjainkban is a dombsági térszín határainak részét képezik. Fontos megjegyezni, hogy a medence kialakulásának folyamatát a kalderaképződés indította el, de fejlődése mégsem egyenes következménye

annak. A eredeti, tál alakú kaldera, a bádeni tenger karbonátos üledékekkel töltötte ki, amely a regresszió után egy elegyengetett, viszonylag sík felszínné változott. Csak ezután, a harmadidőszak vége felé, a peremhegyek kiemelkedésével kezdődött el a Szokolyai-medence mai képezének kialakulása. Felszínébe a környező hegyoldalakról érkező vízfolyások völgyeket vágtak, melyek napjainkra 80–100 méterrel mélyülnek az eredeti felszín alá. Így alakult ki a ma ismert medencedombság (MAROSI S. – SOMOGYI S. szerk. 1990).

Egyéb dombsági részek: A terület geomorfológiája alapján láthatjuk, hogy a Szokolyai-medence dombsági térszínének jellege kiterjed annak délkeleti környezetére is, a Magyarkút-környéki dombsági területekre.



14. ábra. A Szokolyai-medence és környezetének Ny-K-i metszete, háttérben az északnyugati és északi peremhegyekkel. Készítette: Szeberényi J.

A 14. ábra metszete alapján elmondható, hogy jellegében ugyanolyan mélységű és lejtésű oldalakkal rendelkező patak völgyek vágódnak be egy hasonló tszf. magasságú és geomorfológiai adottságokkal rendelkező felszínbe, vagyis a Szokolyai-medencéből gyakorlatilag észrevétlen az átmenet a magyarkúti terület irányába. Ez a Magyarkút fölé emelkedő Keskeny-Bükk (305 m) – Csapás-hegy (300) – Magas-hegy (311 m) – Borbély-hegy (283 m) gerincív szelíd lankáiban valósul meg, amely funkcionálisan leginkább a kutatási területet keletről határoló Kosdi-dombság és a Börzsöny közötti átmeneti területként is értelmezhető. A terület tulajdonságai egyértelműen a Szokolyai-medencével egyeznek, de nem sorolható a medencedombság típusába, ugyanis ezt a részt nem veszik körül magasabb hegyek, vagyis nem medenceként jelenik meg. A hasonlóság magyarázata lehet, hogy a harmadidőszak végén meginduló kiemelkedés előtt hasonló magasságú és geomorfológiájú térszínnek voltak, majd a negyedidőszakban végbemenő kiemelkedés során a külső erők hasonló arculatot formáltak.

Középhegységi részek: Ide tartozik a kutatási terület északnyugati részén található Pap-hegy – Tar Péter-hegy – Fekete-hegy vonulat. Magassága eléri az alacsony középhegységi szintet. Északról a Deszkametsző-völgy, keletről a Török-patak, nyugatról a Malom-patak határolja, amelyek fölé meredek oldalakkal (lejtőszög > 35°) szigetszerűen emelkedik. Déli-délkeleti Szokolyai-medencére tekintő oldala a valamivel lankásabb. Ebbe a domborzattípusba tartozik a Magas- és a Keleti-Börzsöny 500–600 méterről leereszkedő, patak völgyek által felsabdalt délies és keleties hegyoldalai is.

Középhegységi jellegű részek: Földrajzi értelemben dombságnak számító (400 méteres magasságot el nem érő) területek. Ezek a Szokolyai-medence északkeleti (Szőlő-hegy, Ól-hegy és Kő-hegy csoportja, illetve délnyugati (Kelemen-hegy és Gál-hegy) peremhegyei. A kutatási terület karakterisztikája alapján külön kategóriába kell sorolni, mert a terület medencedombságainál magasabbra emelkednek, de a középhegységi szintnél alacsonyabbak. Általában meredek oldalakkal és mélyen bevágott szűk völgyekkel rendelkeznek. Ez a meredekség (> 42°) főleg a bevágódott állandó vizű patakok völgyeinél figyelhető meg. Legjellemzőbb és legszebb része talán a Les-patak tektonikusan előrejelzett völgye, amely mintegy 10 km hosszan kanyarog Berkenye és Magyarkút között.

Medenceperemi és hegylábi átmeneti területek: Ezek domborzattípusozás szempontjából nem sorolhatók az eddigi kategóriák közé. Középhegységi és a középhegységi jellegű területek dombsági térszínre való leereszkedő oldalai kerültek ebbe a kategóriába. E kategóriába kell sorolni elsősorban lejtésviszonyai miatt a Verőcétől keletre húzódó, Dunát kísérő vonulatot. Ennek magassága csak a Fenyves-hegynél éri el a dombsági értékeket, amúgy még a 200 métert sem.

7. A dunai teraszrendszer vizsgálatának eredményei

7.1. A Visegrádi-szoros teraszai PÉCSI MÁRTON kutatásai alapján.

A kutatási terület a Visegrádi-szoros Nagymaros (1695 fkm.) és a Szék-hegy (1683 fkm.) közötti szakaszát érinti. A Szék-hegy Vác északi határában található, amely egy 145 méter tszf. magasságú, lösszel megemelt teraszfelszín. Az innen Nagymarosig tartó 12 kilométer hosszú Duna-szakaszon PÉCSI M. (1959) az ártéri és a terasz-szinteket a Duna „0” pontjához mért viszonylagos magasságban adta meg. Ez Nagymarosnál 99, 428 méteres, Vácnál 98, 115 méteres tszf. magasságon van. Ez alapján a Duna „0” pontját jó közelítéssel 99 méteres tszf. magasságon kell számítanunk.

A Duna ártere ezen a szakaszon 400–500 méterre szélesedik ki, és mind az alacsonyártéri (3–4 méter), mind a magasártéri (5–6 méter) szintek szép kifejlődésben jelennek meg. A legfiatalabb (II/A) terasz PÉCSI M. (1959) adatai alapján 14–15 méteres viszonylagos magasságban húzható meg. Nagymaroson a vasúttal párhuzamos fő utca mentén ír le jó megtartású teraszfelszínt, amely folytatódik egészen Kismarosig. Itt a vasúti bevágásban *Elephas primigenius* zápfogmaradvány került elő. A II/B teraszt PÉCSI M. (1959) eredményei alapján 18–25 méteren húzhatjuk meg. A Duna bal partján, Nagymaros magasságában 15–27 méteres viszonylagos magasságban sok helyen, a házak pincéiben tárták fel a terasz anyagát. Az egyik ilyen alkalommal MOTTI M. (1942) mamut és rénszarvas csontokat gyűjtött be. Nagymaros és Kismaros között, a János-dombra felvezető mélyútban szintén a II/B terasz bukkan a felszínre, a nagymarosi feltáráshoz hasonló magasságban. Ezután PÉCSI M. (1959) a „Nógrádverőcei téglagyár és a Buki csárda között” ír szép kifejlődésű teraszról, mely 20 méteres viszonylagos magasság körül található.

A III. terasz az előző kettőhöz képest már korából fakadóan is jóval bizonytalanabb. Magasságát PÉCSI M. (1959) 60-80 méteres viszonylagos magasságban határozta meg. Folyóvízi üledékeket ezeken már csak ritkán lehet látni, a kismarosi János-domb tetején lévő kavicsokat azonban ide sorolja. E mellett említést tesz a Vác északnyugati határában emelkedő Szent László-hegy tetősíkjáról is, melyen szintén találhatók kavicsok. A IV. terasz elkülönítése a leírások szerint nem teljesen világos. A „Nagymarosi metszetben” egyértelműen meghatároz 110-130 méteres viszonylagos magasságban egy szintet, a „Kismarosi metszetben” pedig leírása szerint ilyen szint nem jelenik meg. Ennek ellenére megnevez Nógrádverőcénél egy 205 méter tszf. (Migazzi-hegy tetőfelszíne), Király-kútnál

pedig 224 méter tszf. magasságú felszínt (Zamenhof kilátó). Ez utóbbi a mai térképeken 235 méter tszf. magasságon szerepel.

A magasteraszok esetében ezen a dunai szakaszon is csak geomorfológiai szintekről beszél, melyeknek tengerszint feletti magasságát adta meg. Az V. sz. terasz magasságában Törökmezőt (250 méter tszf.) és Nagymaros felett a Gubacsi-hálás és a Fehér-hegy közötti nyereg hullámossá erodált felszínének legmélyebb pontját (269 méter tszf.) jelöli. Nagymarostól keletre a Törökmezővel összeköttetésben lévő felszín Duna felőli pontját, a Só-hegyet (250 méter tszf.), Kismaros és Verőce térségében pedig a települések fölé emelkedő közel sík térszínnek tetőpontjait. Ezek közül Kismarostól északra a Kálló 240 méter tszf., a Csattogó és a Király-kő 250 méter tszf. felszíneit, Verőcétől északra pedig a Borbély-hegy 283 méter tszf. tetőpontját jelölte meg. A VI. sz. terasz magasságában lévő geomorfológiai szint a Gál-hegy déli, Dunára néző oldalában, egymás felett megjelenő „felszínpárost” nevezi meg, melyek 328 és 336 méter tszf.-en vannak (ezek a felszínek napjaink térképein 325 m és 345 méteren található). A VII. sz. terasz pedig a Gál-hegy (362 és 364 méter tszf.) tetőfelszínének részei, illetve a Nagy Kelemen-hegy tetőpontja (262 méter tszf.).

1. táblázat. A Duna ártéri és terasz-szintjei Nagymaros és a Szék-hegy között. PÉCSI M. (1959) adatait felhasználva készítette: Szeberényi József

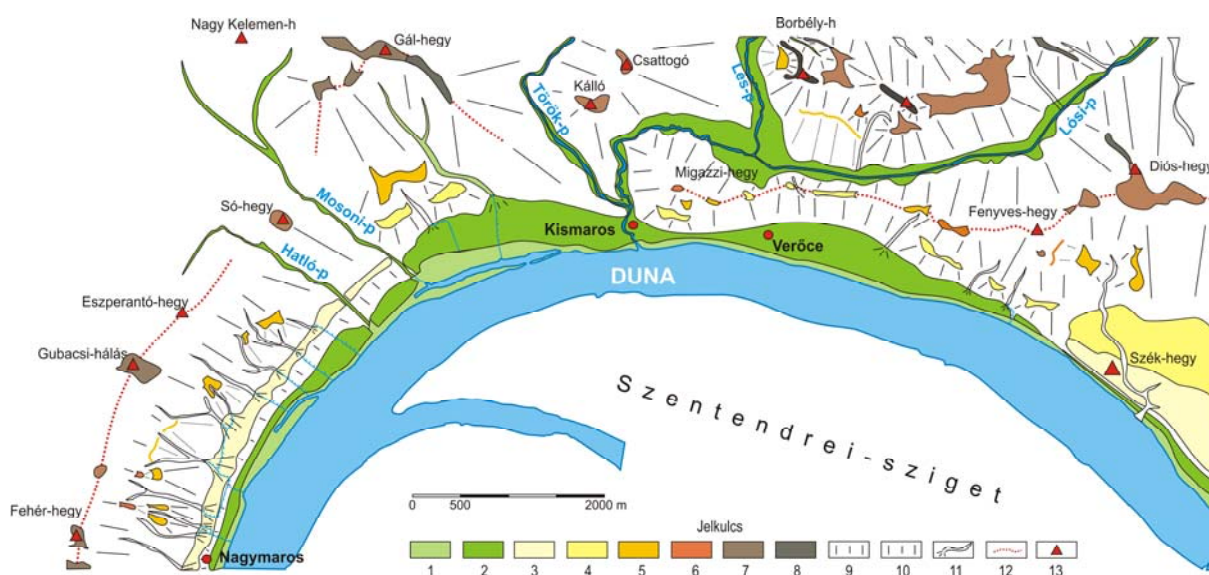
Teraszok a Dunakanyar Nagymaros-Szék-hegy közötti szakaszán	relatív	méter tszf.
Alacsonyártér (I/A)	3-4	102-103
Magasártér (I/B)	5-6	104-105
II/A sz. terasz	14-15	113-114
II/B sz. terasz	18-25	117-124
III sz. terasz	60-80	160-180
IV. sz. terasz	110-130	210-230
V. sz. terasz	140-170	240-270
VI. sz. terasz	180-220	280-320
VII. sz. terasz	240-260	340-360

Összefoglalásként elmondható, hogy a Nagymaros – Szék-hegy metszetben, ahol a Délkeleti- Börzsöny patakjai a Dunába torkollanak, PÉCSI M. (1959) kutatásai szerint a Duna

által létrehozott ártéri- és terasz-szintek jól felismerhetőek. Ezek a következők alapján mutathatók be (1. táblázat).

7.2. Kismaros és a Szék-hegy közötti szakasz tisztázatlan helyzete

A PÉCSI M. által konkrétan rögzített fiatalabb és idősebb teraszok szintjei jól követhetően csak Nagymaros és Kismaros között találhatók meg. Kismaros és a Szék-hegy között csak az ártéri szintek, a II/A és a II/B terasz van nagy biztonsággal jelölve. Ha azonban a 10:000 térképlapok alapján készítünk a szóban forgó területről egy olyan geomorfológiai térképet, melyek a dunai teraszok magasságában lévő felszíneket ábrázolják, akkor egy jóval gazdagabb kép rajzolható ki (15. ábra).



15. ábra. A Nagymaros és a Szék-hegy közötti dunai teraszokként szóba jöhető felszínek ábrázolása geomorfológiai térképen. Készítette: Szeberényi József

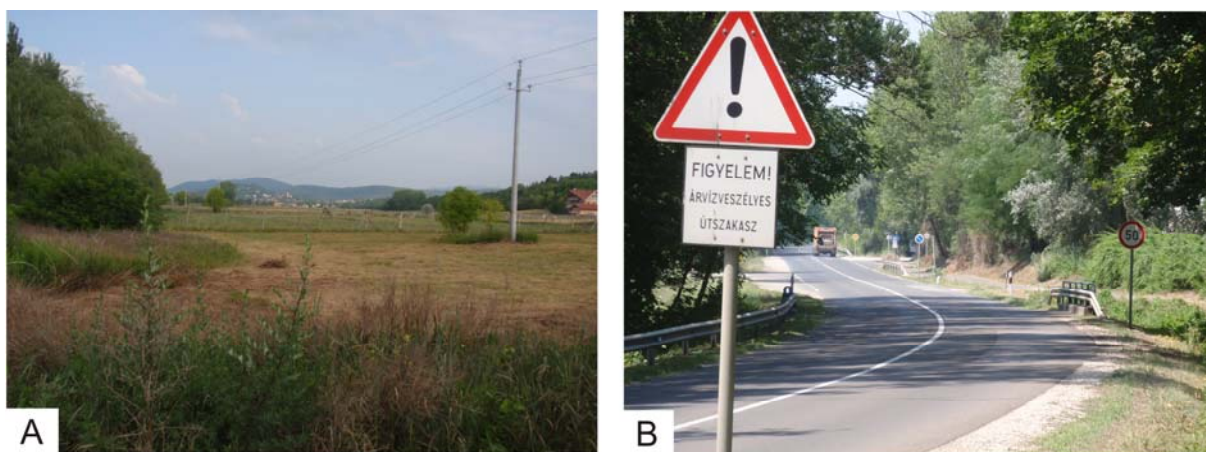
Jelmagyarázat: 1= alacsonyártér szintje, 2= magasártér szintje, 3= II/A. terasz szintje, 4= II/B. terasz szintje, 5= III. terasz szintje, 6= IV. terasz szintje, 7= V. terasz szintje, 8= VI. és VII. teraszok szintje, 9= lejtő, 10= a közvetlenül felette lévő lejtőkhöz képest jóval lankásabb lejtő, 11= kisebb völgyek és vízmosások, törmelékűpokkal, 12= a Duna-völgyet kísérő gerinc vonala, 13= hegycsúcs.

Jól látható, hogy a Nagymaros és Kismaros közötti rész szinte változatlan, attól eltekintve, hogy ott a Mosoni-pataktól nyugatra a II/B. terasz szintjének közelében a szintvonalas térképen nem jelenik meg felszín. Ezzel ellentétben azonban a Kismarostól keletre eső szakaszon számos olyan felszínmaradvány jöhet szóba, amelyek PÉCSI M. (1959) által teraszokként leírt geomorfológiai szintek magasságában, vagy annak közelében vannak, de munkájában mégsem kerültek még csak megemlítésre sem.

Terepbejárásaim során a régebbi szakirodalmak alapján csak az ártéri szintek és a II/A. teraszról lehet egyértelmű véleményt formálni, az ennél magasabb geomorfológiai szintek erősen erodált állapotban vannak.

7.2.1. Ártéri szintek

A Nagymaros – Szék-hegy közötti Duna-szakasz teljes hosszán elmondható, hogy a magasártér szélesen terül el, míg az alacsonyártér ehhez képest jóval keskenyebb. A magasártér a Gál-hegy előterében jelentősen, kb. 400–500 méter szélesre kiöblösödik, majd a Migazzi-hegy beszűkülésre kényszeríti. Elhagyva azt újabb, kb. 250 méter széles kiöblösödés jelenik meg (2/A kép.) – ezen vezetik a 12-es főutat is (2/B kép.) – amely végül a Szék-hegy felé elkeskenyedik. A Duna az itt megjelenő löszfalat mossa alá, ezért az alacsony- és a magasártéri szint csak egy nagyon keskeny sávra, és a Kompkötő-szigetre korlátozódik. Egyértelmű következtetésként levonható, hogy a magasártér anyagának lerakódása idejében a Duna jelenlegi partvonalához képest több száz méterrel északabbra volt, ahol a Migazzi-hegy és Fenyves-hegy közötti részt mosta alá úgy, mint napjainkban a Szék-hegyet.



2. kép. A = A magasártér kiterjedt felszíne az egykori téglagyár környezetében. Hátérben: Verőce, B = A 12-es főút magasártérre ereszkedő szakasza. Fotók: Szeberényi J

7.2.2. Alacsonyabb helyzetű fiatal teraszok

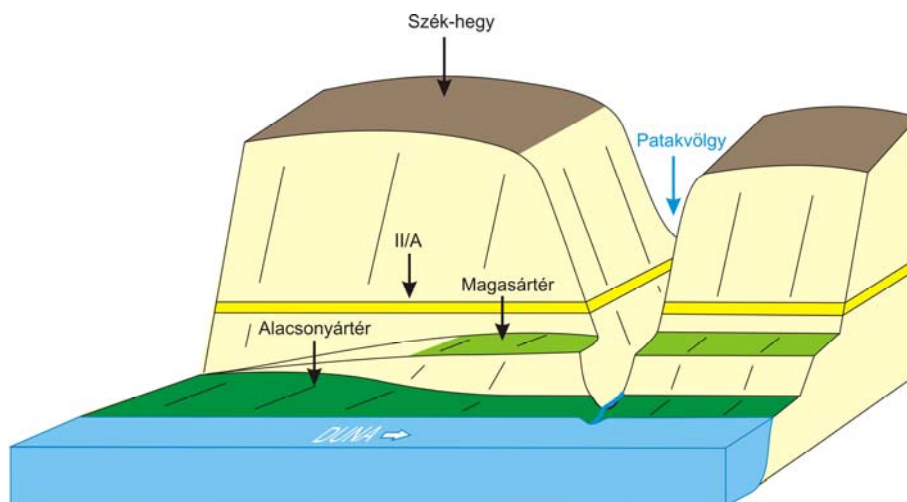
A II/A. teraszról egyértelmű állásfoglalás van a földtudományokon belül. Ez ugyanis 8-10 méterrel a magasártér fölött közvetlenül megjelenő legfiatalabb geomorfológiai szint, amely nagyon jó állapotban maradt meg. PÉCSI M. (1959) szerint a kutatási területet érintő szakaszon ez a terasz 14–15 méteres viszonylagos magasságban húzódik, leírásában a Vác-Szob vasúti pálya szintjét adja meg. Mivel pálya építéskor jelentős részét elrombolták, ezért konkrétan csak néhány helyen azonosítható. Egyik ilyen hely kb. 400 méterre található a kismarosi vasútállomástól (Nagymaros irányába), ahol ez a szint iskolapélda-szerűen jelenik

meg. A II/A. teraszt a Szék-hegy (3. kép.) környezetében is rögzítették. Ennek feltárását először a „147-es magassági pontnál” (vagyis a Szék-hegy tetőpontjának szelvényében) SCHAFARZIK F. (1928) készítette el, és írta le az ott található rétegeket. Később, PÉCSI M. (1953) írásában az olvasható, hogy SCHAFARZIK F. által a 115 méter magasan található öntéshomoknak leírt üledék valójában homokos lösz, amelyet a benne található nagy mennyiségű löszcsiga is bizonyít.

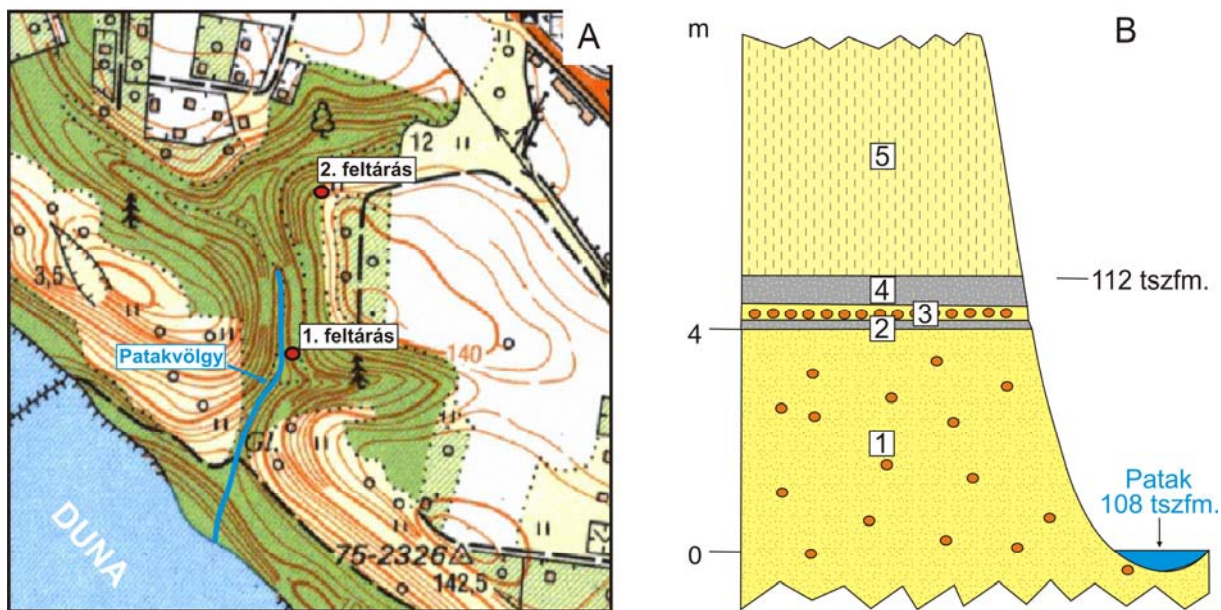


3. kép. A Szék-hegy és tetőpontja. Fotó: Szeberényi J.

E mellett leírja azt is, hogy a mocsári talajnak nevezett horizont a löszben található paleotalaj. A II/A. terasz kavicsot tehát a korábbi kutatások alapján 15–20 méter vastag lösz fedi. A Szék-hegy Duna fölé meredeken tornyosuló löszfelszínének keleti végét egy völgy szeli ketté (16. ábra). amelyet, a kavicsos réteg alatt eredő, kis hozamú patak hozott létre.



16. ábra A Szék-hegy szelvényvázlata a SCHAFARZIK F. (1928) alapján, és az azt kettévágó patak völgy. Készítette: Szeberényi J.



17. ábra. A = A Szék-hegyet vízmosásának falában létesített feltárások helyei (térkép mérete 1 km²). B = Az 1. feltárás. Készítette: Szeberényi J.



4. kép. A = A 4,5 méter vastag folyóvízi üledék felső, és kavicsos rétegei, B = A folyóvízi üledékre folyamatos kifejlődésben települő lösz A feltárást készítették: Szeberényi J., Varga Gy. és Viczián I.

Terepbejárás során ebben a kis völgyecskében is megtaláltam a Szék-hegy kavicsrétegét, amelyről feltárást is készítettem (17. ábra). Az üledék a várakozásoknak megfelelően homokos kavics (4/A. kép. 1 réteg), amely a vízmosás aljából kb. 4 méter

vastagságban bukkan a felszínre. Ennek tetején egy 20–25 cm finomszemű homokréteg (2), majd 5–7 cm kavicszinór (3), végül 35–40 cm vastag homokréteg helyezkedik el (4). Ez az alatta fekvő homoktól durvább szemű, amely felfelé folyamatosan finomodik, és fokozatosan löszbe megy át (4B kép). A lösz a Szék-hegy tetőpontjáig, további 10–15 méter vastagságban mutatkozik. A kavicsréteg alsó határát a vízmosás még nem érte el. A rétegben található kavicsokat első benyomások alapján is két részre lehet osztani.

Az összlet kavicsainak 65–70%-a kvarc, kvarcit és más metamorf kőzetből származik. Ezek jellemzően 5–8 cm-es átmérővel rendelkeznek (legnagyobb kavics átmérője 15 cm). Az összlet kavicsainak fennmaradó része vulkáni andezittufa, amely a Dunakanyar fiatal teraszainak egyik jellemzője. A vulkáni kavicsok gyengék, könnyen törnek, igen porlékonyak. Egy részük szögletes, másik részük jól gömbölyített. Állagukból következtethetően ezért csak kis távolságról érkezhettek, minden valószínűség szerint a Börzsöny és a Visegrádi-hegységben is megtalálható vulkán tufák közül valók. A folyóteraszok eredeti teraszmagasságát minden esetben a kavics és lösz határa adja meg, amely az 1. feltárásban a Duna „0” pontja felett 12 méteres viszonylagos magasságban látható. Ezekből egyértelműen lezűrhető, hogy a Szék-hegy alsó részén a II/A terasz jól kifejlődött és szépen konzerválódott.

A Szék-hegyet kettévágó vízmosásban, a II/A terasz kavicsok feltárásától kb. 200 méterrel beljebb (17. ábra, 2-es feltárás), újabb kavics-előfordulásra bukkantam. A kavicsanyag és fekvő határa a vízmosás talpától számított 6 méter magasan található. A fekvő a földtani térképek és magyarázók (KORPÁS L. – CSILLAGNÉ T. E. 1999) alapján az oligocén – korai miocén homokos, kőzetlisztes, agyagos üledékösszletébe sorolható. A kavicsüledék kavicsos homokkal kezdődik, ez kb. 15–20 cm vastag, amelyet homokos kavics követ. A kavicsüledék anyagára nézve igencsak ellentmondásos. Egyfelől nagy mennyiségű, erősen kopott *pecten* héjtöredékek (5/A. kép.) találhatók benne, amely egyértelműen oligocén-korai miocén tengeri kifejlődésre utal. Másfelől pedig észre kell venni, hogy a kagylóhéj töredékeket tartalmazó kavicsanyagban ugyanolyan vulkáni kavicsok (5/B. kép.) is találhatók, mint az 1. feltárás II/A. teraszanyagában. Ezekből következően a Szék-hegy II/A terasz feletti részén található kavicsanyagot az alábbiak szerint értelmezhetjük:

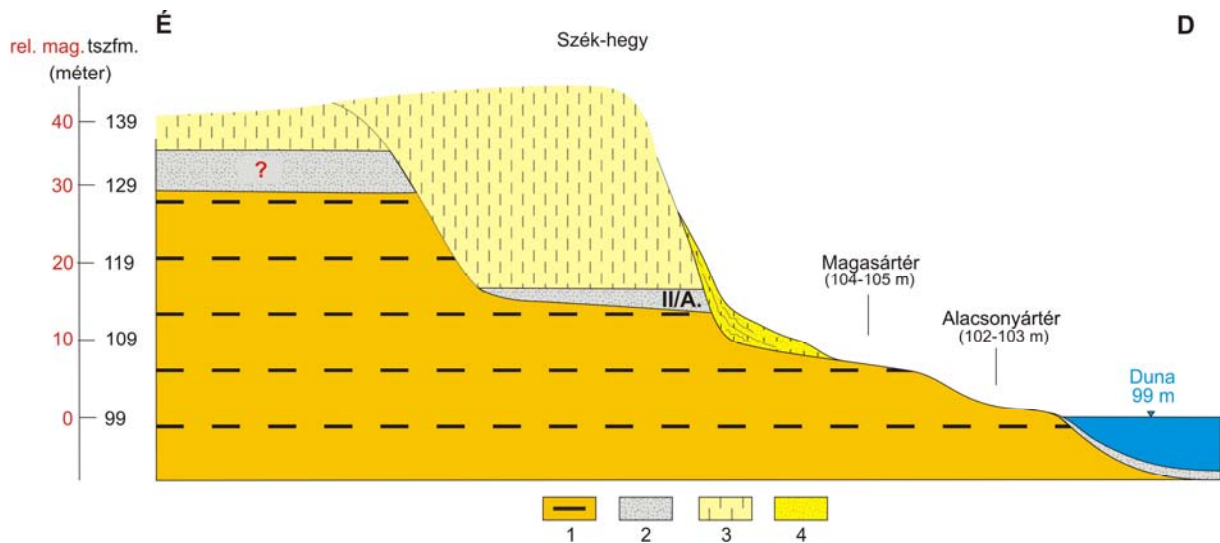
1. A *pecten* és *ostrea* héjtöredékek alapján oligocén-alsó miocén tengeri üledéknek kell lennie.

2. A vulkáni andezit kavicsok és az összletet fedő lösz és a kavicsösszlet Dunához viszonyított magassága, és geomorfológiai helyzete alapján pedig pleisztocén folyóteraszként értelmezhető.



5. kép. A = Az 2. feltárás kavicsanyaga. Jobb felső sarokban egy Pecten héjtöredék. A feltárást készítették: Szeberényi J., Varga Gy. és Viczián I. B = A kavicsüledékben lévő helyi vulkáni anyag. Fotó: Szeberényi J.

A Duna fölé emelkedő, homokos lösszel borított Szék-hegy általam talált két feltárásából leszűrt tapasztalatokat a 18. ábra mutatja. A Duna 99 méter tszf. magasságban lévő „0” pontja fölött 3–4 méteres viszonylagos magasságban jelenik meg az alacsonyártér, 5–6 méteren a magasártér, 12 méteren pedig a II/A terasz.



18. ábra A Dunai magaspart keresztmetszete a Szék-hegynél. Készítette: Szeberényi J.
Jelmagyarázat: 1= fekü, 2= terasz, 3= homokos lösz.

A 128–135 méter tszf. magasságban megjelenő kavicsösszlet magán hordozza a terasz kavicsok és az oligocén tengeri kifejlődés jeleit is. Álláspontom szerint egy korábbi dunai terasz anyaga a kavicsok lerakódása idején összekeveredett a magasabb a részekről lemosódó oligocén kavicsanyaggal, amellyel sok helyen találkozhatunk a Verőce és Vác

közötti szakaszon, a Migazzi-hegy – Fenyves-hegy – Diós-hegy – Kishermány vonulat anyagában (NOSZKY J. 1940, PÉCSI M. 1953, KORPÁS L. 1999). Ezt az elméletet támasztja alá az egykori „Nógrádverőcei téglagyár” bányagödrének környezetében feltárt lösz-paleotalaj- és folyóvízi üledék-sorozatok alapján levont következtetéseink is (BRADÁK B. et al. 2013.).

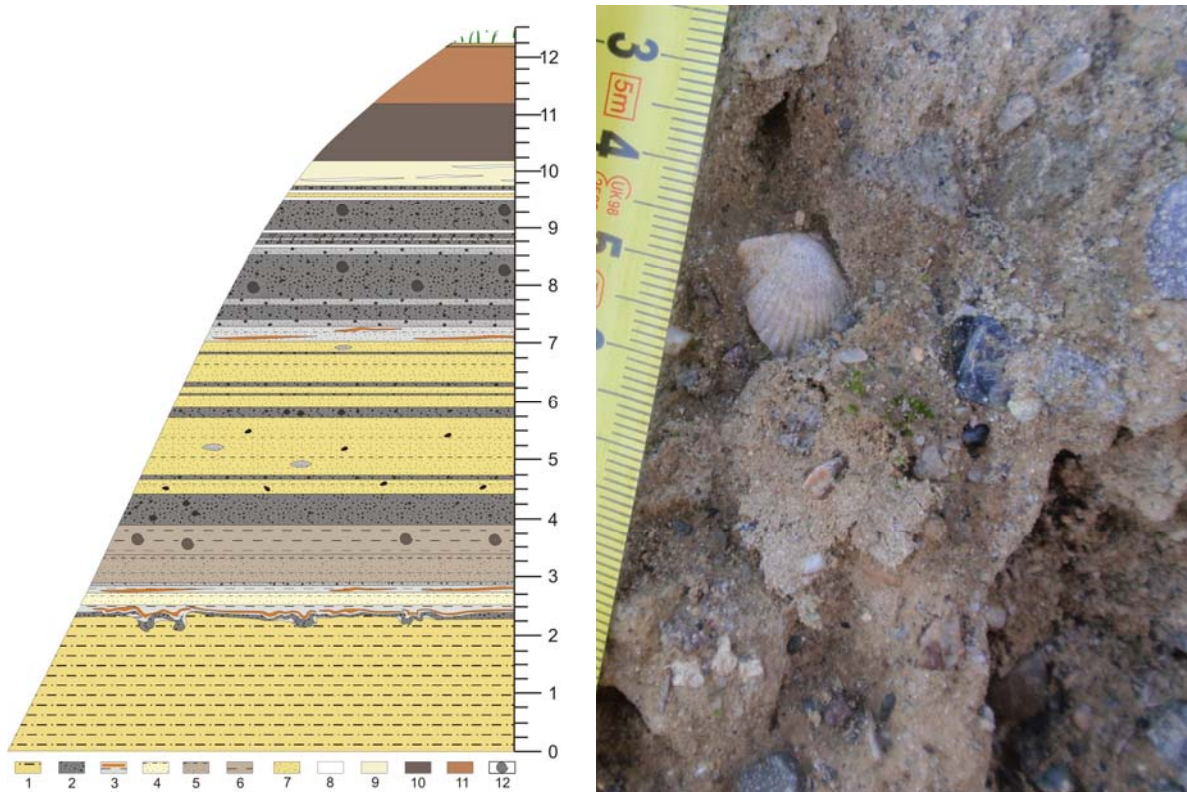
A téglagyár általam felvett feltárásának 8 méter vastag folyóvízi sorozata összesen 35 rétegben tanulmányozható (19. ábra). A finomszemcsés oligocén – korai miocén aleuritra 126 m tszf. magasságban települ az első kavicsos homokréteg. Az összlet alapvetően két részre osztható. Alsó részében elsősorban ártéri környezetben lerakódott finomszemcsés agyagos homok látható, amelyet homokos kavics, illetve kavicsos homok rétegek és zsinórok tagolnak. Felső része – 130 m tszf. magasságtól fölfelé – az üledékösszlet durva szemcséssé válik, ahol a homok és a kavics szinte kizárólagossá válik.

A rétegek pertográfiai vizsgálatát JÓZSA SÁNDOR végezte el. A kavicsanyag alapvetően (≈70%) kvarcit kavicsokból áll, amelyhez különböző arányokban vegyül mélységi magmás kőzetek, kiömlési kőzetek, homokkő, mészkő és egyéb metamorf kőzetek. A feltárás anyagát összehasonlítottuk más feltárásokéval, és az egyezések alapján elmondható, hogy a kevert anyag legalább három különböző szállítási vonalon érkezhett:

1. *A közvetlen háttérből érkező kőzetanyag.* A téglagyár felett (Fenyves-hegy oldalában) települő oligocén – korai miocén sekélytengeri üledék gravitációs tömegmozgások során áthalmozódva ülepedett le a korábbi ártéren. Ezt teszi egyértelművé, hogy a 170-220 m tszf. magasságban települő miocén összlet jellegzetes **metakonglomerátumai, meszes homokkövei és sekélytengeri mészkövei** mellett az ugyaninnen származó **makrofossziliák** (lásd később 9. kép) töredezett darabjai is jól beazonosíthatók (6. kép). Ugyanebből a magasságból érkeztek a szintén jól elkülöníthető, zöldes- és lilásszürke **amfiból-andezit** darabok is, melyek szögletessége a folyóvízi szállítás hiányáról árulkodik. Meg kell említeni a téglagyári kavicsanyagban talált **agyagásványokat**, amelyek csak a közvetlen háttérből származhatnak, mert már nagyon rövid szállítási út során is elkoptak volna.

2. *A nagyobb folyók és a Duna által távoli területekről szállított üledékanyag.* A homokos kavicsanyagban jelen vannak a jellegzetes, soussiritesedett és szericitesedett földpátokat is tartalmazó **granulitok**. Ezek jól azonosíthatóan és nagy mennyiségben kerültek elő az Ipoly pleisztocén teraszanyagából Pányidaróc (Panické Dravce) mellett és kisebb mennyiségben a Garam jelenlegi medréből, Garamkövesdnél is. Mindkét folyó a Dunakanyar bejáratí szakasza környékén csatlakozik a Dunához, így ezek a kőzetek egyértelműen a

Felvidékről származnak és a Duna által közvetítve ülepedtek le. Ugyancsak dunai üledékként kell kezelni azokat a **radiolaritokat** is, amelyeket Mosonmagyaróvárnál és Pilismarótnál is meg lehet találni. Ezek tehát az Alpok és a Cseh-masszívum irányából érkeztek.



19. ábra. A téglagyári feltárás teljes rétegsorozata. Készítette: Szeberényi J.

Jelmagyarázat: 1 = oligocén aleurit, 2 = kavics, homokos kavics, 3 = szürke limonitfoltos homokos agyag, 4 = halványsárga agyagos homok, 5 = barna homokos agyag, 6 = barna agyag, 7 = sárga homokos agyag, 8 = mészzsinór, 9 = recens talaj C szintje, 10 = recens talaj B szintje, 11 = recens talaj A szintje, 12 = ősmaradványok.

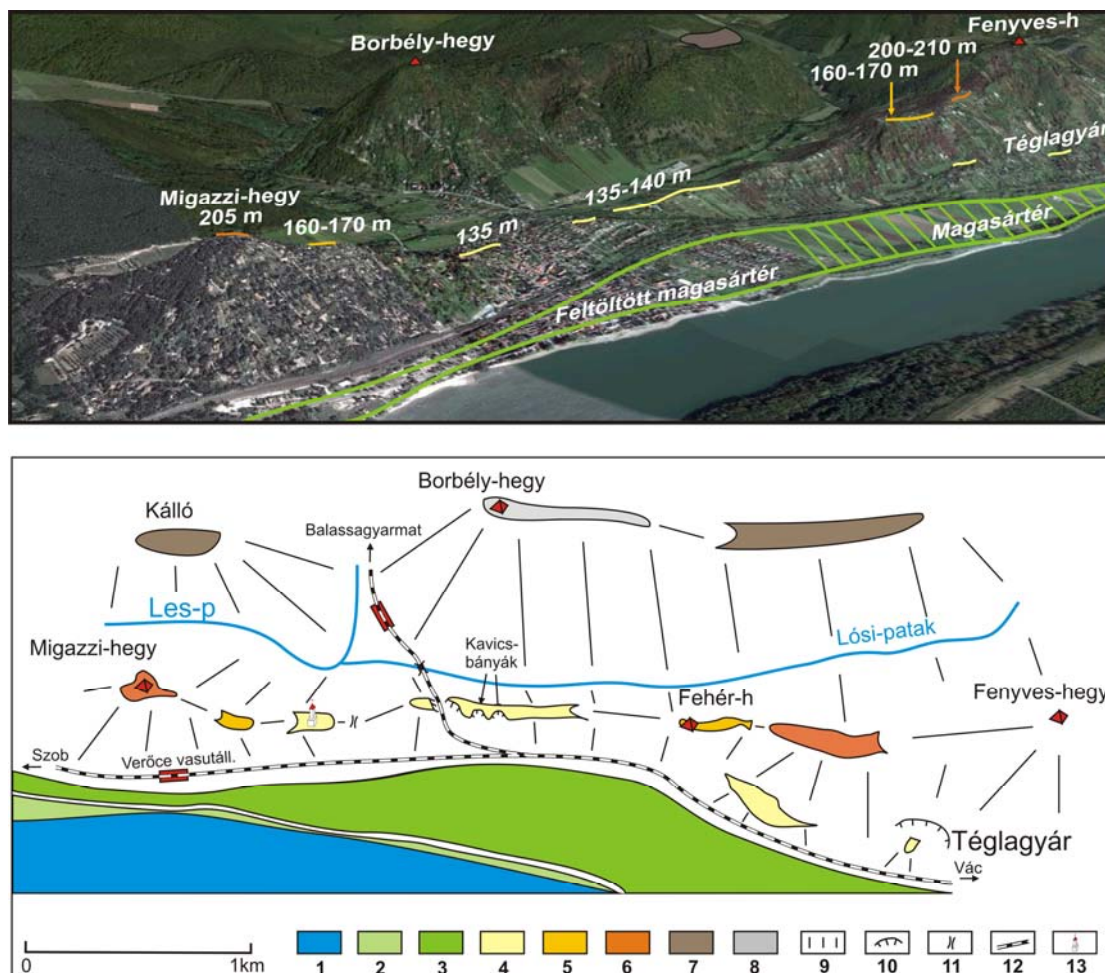
6. kép. A folyóvízi összetétel jellemző kvarcit és andezittufa kavicsok, illetve pecten héjtöredékek.
A feltárást készítette: Szeberényi J., Fotó: Garamvölgyi Cs.

3. *A patakok és a Duna által, a környékről szállított üledékanyag.* Szintén a Dunából, de a Délkeleti-Börzsönyt átszelő Les- és Török-patakok közvetítésével érkeztek azok a **kloritos kvarcitok**, amelyeket Nógrád és Királyrét között, a Soros-erdő és a Békás-hegy környékén találhatunk meg.

Ezek alapján elmondható, hogy a kavicsanyag részben dunai eredetű, részben a háttérterületről származó idősebb üledékek keveredéséből származik. A dunai eredet minden kétséget kizáróan terasz kavicsokra utal, amelyeket magasságuk alapján egyértelműen a PÉCSI M. (1959) által meghatározott II/B. teraszként azonosíthatunk. Ezt az elvégzett TL-mérések (85,2 ka) is alátámasztják (BRADÁK B. et al. 2013.), amely alapján a teraszanyag felhalmozódását közvetlenül az EEM integrációs utáni korai glaciális szakaszra tehetjük. A

kavicsösszlet legfelső rétegének tszf. magassága 134 méter, amely megegyezik a Szék-hegy magasabb helyzetű kavicsainak magasságával.

A verőcei Migazzi-hegy és az azzal szemben lévő Fenyves-hegy között, nyeregszerűen lealacsonyodó térszínen szintén található egy 135–140 méter tszf. magasságban húzódó elegyengetett felszín (20. ábra).



20. ábra A Migazzi-hegy és a Fenyves-hegy közötti, nyeregszerűen lealacsonyodó gerincvonalat ábrája a Google műholdfelvétele alapján és ugyanannak a területnek a geomorfológiai vázlata.

Készítette: Szeberényi J.

Jelmagyarázat: 1= Duna, 2= alacsonyártér, 3= magasártér, 4= kérdéses eredetű kavicsokkal borított geomorfológiai szint (28-35 m), 5=III. terasz szintje, 6= IV. terasz szintje, 7= V. terasz szintje, 8= hegygerinc, 9= lejtő, 10= felhagyott bányák, 11= nyereg, 12= vasútvonal, 13= verőcei templom.

A Balassagyarmat felé haladó vasúti pálya bevágása ezt két részre osztja. A nyugati végére épült a verőcei katolikus templom (7. kép), keleti részén régi kavicsbányák találhatók. A bányákban feltárt kavicsanyag már korábban is ismert volt. PÉCSI M. (1953.) a leírja, hogy a „kavicsok egy hosszan elnyúló felszínen települnek, amely miatt az egész elsőre terasznak látszik. A kvarckavicsok szemnagysága nagyon egyöntetű, eléggé apró 0,5–2 cm átmérőjű.

Jellegzetessége, hogy a kavicsréteg felső részében pleisztocén szoliflukciós u.n. "zsákos kavics"-ot lehet megfigyelni. A bányák 4–5 méter vastag kavicsrétegének fekéje oligocén – korai miocén faunában gazdag homokos agyagüledék, ezért PÉCSI M. (1953) kavicsösszletet is az oligocénba sorolja.

Tudnunk kell, hogy magában a kavicsösszletben nincsen oligocén – korai miocén fauna, ezért nem sorolhatjuk nagy biztonsággal ebbe a földtörténeti korba. Viszont pleisztocén terasz kavicsként sem lehet minden kétséget kizáróan értelmezni, ugyanis a Szék-hegyi és a téglagyári kavicsokkal ellentétben itt a vulkáni kavicsok is hiányoznak. Mindenképpen megjegyzendő azonban, hogy a PÉCSI M. által leírt „*pleisztocén szoliflukciós zsákos kavicsok*” valószínűleg azért keletkeztek, mert glaciális éghajlat során a kavicsösszlet felső része felszín közelben volt. A kavicsösszletbe települő homoklencsék (8. kép) folyóvízi akkumuláció jellegzetességét mutatják.



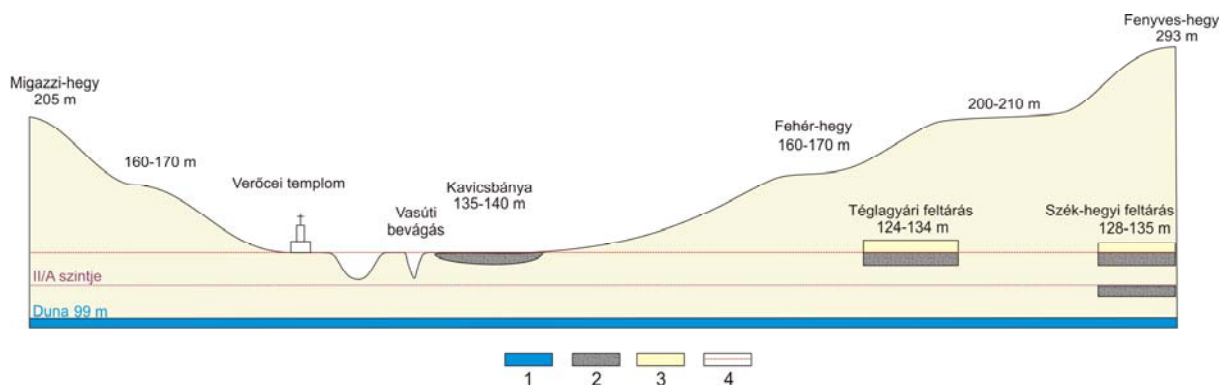
7. kép (bal). Verőce katolikus temploma a II/A. terasz magasságából fotózva. Fotó: Szeberényi J.

8. kép (jobb). A 35-40 méteres relatív magasságú szint kavicsfeltárása. Fotó: Szeberényi J.

Migazzi-hegy és a Szék-hegy között, a II/A és a III. terasz között kialakult geomorfológiai helyzet tehát egy igen bonyolult szituáció. Az egymástól légvonalban mindössze 600-800 méterre, egyazon (130-140 m tszf.) magasságban lévő három feltárás (21. ábra). ellentmondásos dolgokat mutat.

1. Mindhárom eróziós-akkumulációs úton kialakult geomorfológiai szint felszíne 30-40 méteres relatív magasságban van.

2. A három feltárásból kettő lösszel fedett, a harmadik esetében pedig pleisztocénben szoliflukció hatására keletkezett „zsákos kavicsokat” írtak le PÉCSI M. (1953). Bár a két jelenség egymástól eltér, egy közös metszéspontjuk mindenképpen van: mindkettő csak akkor jön létre, ha az adott réteg egy adott hideg-száraz időszak során felszínközeli helyzetben van, vagyis keletkezésük idején határozott geomorfológiai szintet alkottak.



21. ábra A három azonos szintben lévő kavics-előfordulás vázlata. Készítette: Szeberényi J.
Jelmagyarázat: 1= Duna jelenlegi szintje, 2= kavicsfeltárások, 3= kavicsokat fedő löszök, 4= a feltárások magasságának vonala.

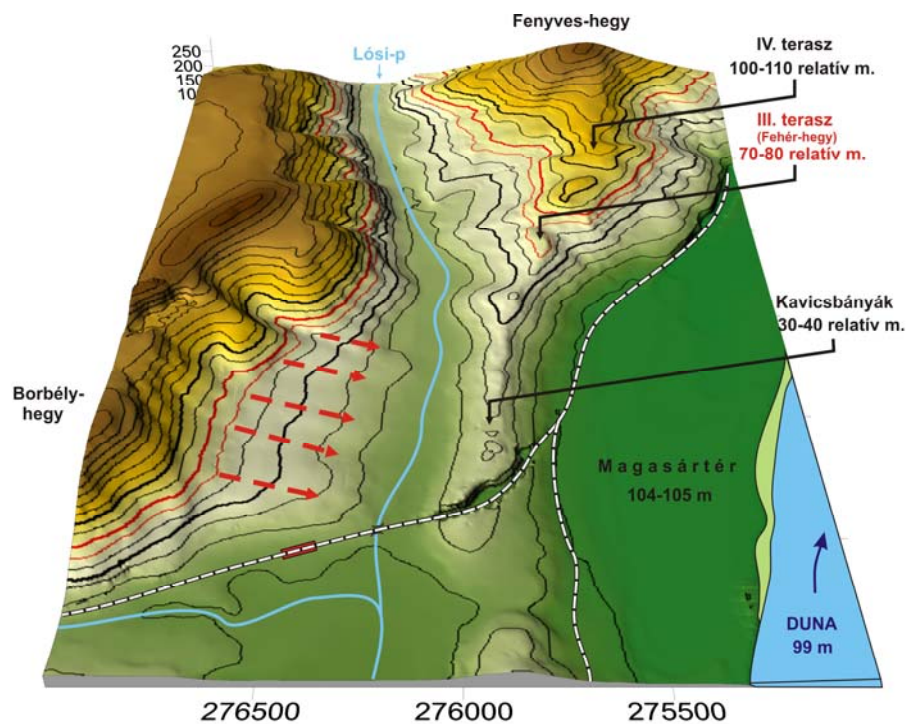
7.2.3. A magasabb helyzetű fiatal teraszok geomorfológiai szintje

A legfiatalabb teraszokkal ellentétben, ahol PÉCSI M. (1959) a teraszfelszínek magassági elhelyezkedésének intervallumát legfeljebb 5–7 méteresre adta meg, a magasabb helyzetű fiatal teraszok esetén ezt 20 méteresre hagyta. A III. terasznál 60–80, a IV. terasznál 110–130 méteres viszonylagos magasságról beszélünk. Nagyon fontos kérdés, hogy ha PÉCSI M. (1959) a „Zamenhof-kilátót” III. teraszként, a Migazzi-hegyet IV. teraszként írta le, akkor miért nem említi a Fenyves-hegy oldalában, ugyanabban a magasságban, egymás felett megjelenő sík részeket (lásd korábban: 20. ábra).

A PÉCSI M. által III. és IV. teraszként meghatározott szintekhez Dunakanyar-szerte alig tudunk kavicsokat kötni, ezért nem meglepő, hogy a Migazzi-hegy – Fenyves-hegy közötti szakaszon megjelenő ilyen magasságú szinteken szintén nem találunk folyóvízi üledékeket. A fiatalabb kavicsos rétegek kapcsán már esett szó arról, hogy a Duna itt oligocén-alsó miocén összletbe vágja bele magát, ahol természetesen vannak kavicsok is, melyek *pecten* kagylóhéjakkal vannak tele (9. kép.). A szóban forgó üledékek egyértelműen nem a terasszintekhez köthetők, hanem azoknál jóval idősebbek. Nagy biztonsággal állítható, hogy innen származnak a szék-hegyi és a téglagyári feltárásban talált bemosódott maradványok.



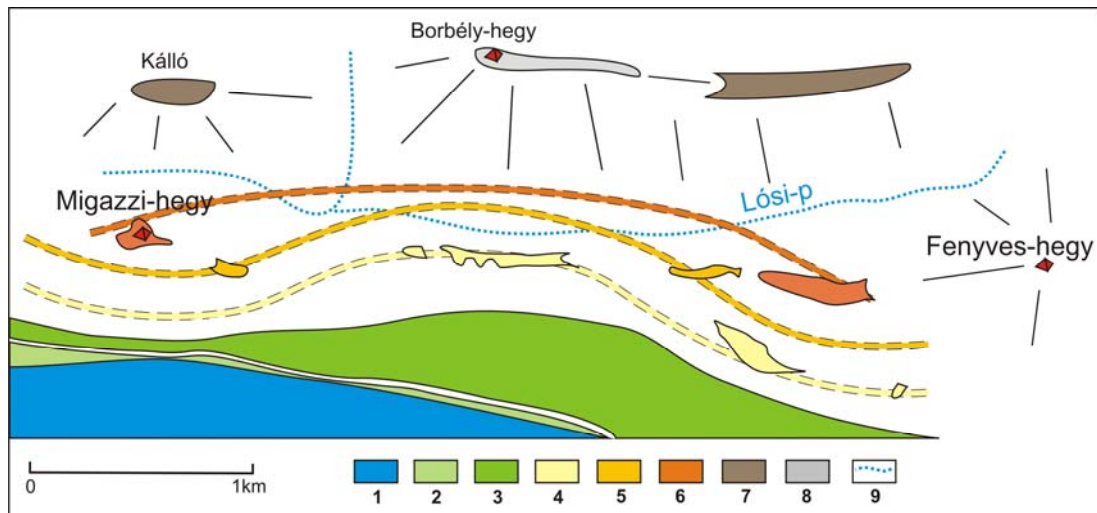
9. kép. A *Pecten* oligocén tengeri üledék *in situ* feltárása a Fenyves-hegy oldalában (225 méter tszf. magasságban) Fotó: Szeberényi J.



22. ábra. A magasabb helyzetű fiatal teraszok (III. és IV.) elhelyezkedése Fenyves-hegy oldalában. Pirossal a 170 és 180 szintvonalak kerültek jelölésre, melyek a III. terasz magasságát jelentik. Készítette: Szeberényi J.

A Fenyves-hegy és a Migazzi-hegy közti terület geomorfológiai jellegzetessége, azonban a dunai teraszok lehetőségére utal. A 22. ábra mutatja, hogy a Fenyves-hegy oldalában a magasártér feletti szintek miképpen helyezkednek el, de látható az is, hogy a Borbély-hegy Lósi-patak völgyére néző oldallejtője a III. terasz magasságában (piros szintvonal alatt)

határozottan megtörik. A Borbély-hegy déli oldallejtője tehát határozottan két részre különíthető el. A tetőrégió és a 170–180 méter tszf. között meredek, majd az alatt hirtelen töréssel lankássá válik. Figyelemre méltó egybeesés, hogy a lejtő lankás része éppen a Duna III. teraszának magasságában indul. Az ábrát megfigyelve az is látható, hogy a Duna partvonala a magasártér kialakulásának idejében sokkal beljebb volt, konkrétan a Fenyves-hegy oldalát mosta alá. Ez azt jelenti, hogy a magasártér kialakulása után a Duna már kisebb ívet követ, egykori medre kvázi „elhúzódott” a hegyektől.



23. ábra. Feltételezés a Migazzi-hegy és a Fenyves-hegy közötti felszínek kialakulásáról.

Készítette: Szeberényi J.

Jelmagyarázat: 1= Duna, 2= alacsonyártér, 3= magasártér, 4= kérdéses eredetű kavicsokkal borított geomorfológiai szint (30-40 m) és az akkori Duna feltételezett partvonala, 5=III. terasz szintje és az akkori Duna feltételezett partvonala, 6= IV. terasz szintje és az akkori Duna feltételezett partvonala, 7= V. terasz szintje, 8= hegygerinc, 9= jelenlegi patakmedrek.

Ha ezt a folyamatot visszafelé vetítjük ki a pleisztocénre (a magasabb helyzetű fiatal teraszok keletkezésének idejére) akkor feltételezhetjük, hogy a Migazzi-hegy és a Fenyves-hegy közötti térszint egy szélesebb folyóív, egy egykori dunai meander faraghatta ki, mely napjainkra visszahúzódott a hegyvonulat előterébe. Nem elképzelhetetlen tehát, hogy a III. terasz idejében – egy korábbi meanderként – még beljebb helyezkedett el, így alakítva ki egy Borbély-hegy lábáig beöblösödő síkot (23. ábra). Ezt később a keletről érkező Lósi-patak kettévágta; a patak bal partján kipreparálódott a Fehér-hegy, a jobb partján pedig a Borbély-hegy lankás lejtőoldala.

A térkép-vázlaton látható az is, hogy a Migazzi-hegy (az egyetlen felszín PÉCSI M. Verőcénél IV. teraszként értelmezett) felszíne is hasonlóképpen alakulhatott ki. Ezért ebben az esetben IV. sz. terasz-szigetről beszélhetünk. A Visegrádi-szoros alacsony teraszfelszíneinek vizsgálata során tapasztaltakat tehát a 2. táblázat alapján lehet

összefoglalni. A II/A és a III. terasz szintje között található kavicsszint kivételével az adatok alapvetően beleillenek PÉCSI M. által leírt teraszok rendszerébe. Kutatásaim során pontosítottam az általa a Visegrádi-szoros teljes területére általánosított adatokat.

2. táblázat PÉCSI M. (1959) által megadott teraszmagasságok pontosítása a Migazzi-hegy és Szék-hegy közötti szakaszon. Az eltérő eredmények pirossal jelölve. Készítette: Szeberényi J.

Fiatal teraszok a Dunakanyar Nagymaros-Szék-hegy közötti szakaszán	PÉCSI M. adatai alapján	Kiegészített adatok alapján
Alacsonyártér (I/A)	3-4	3-4
Magasártér (I/B)	5-6	5-6
II/A sz. terasz	14-15	14-15
II/B sz. terasz	20	—
Kérdéses eredetű kavicsszint löszökkel és fagyzsákokkal	—	30-40
III. sz. terasz	60-80	60-70
IV. sz. terasz	110-130	100-110

8. A Délkeleti-Börzsöny domborzatanalízisének eredményei

A számítógépes domborzatvizsgálat előtt az alapvető peremfeltételek és megfontolások tisztázása szükséges, mert a kapott adatokat ezek figyelembevételével kell értelmezni. Meg kell határozni a keresett formák fogalmát és típusait, amelyek alapján a digitális rendszerekben azonosíthatók lesznek.

8.1. A Délkeleti-Börzsöny felszíneinek fogalma, típusai és formái

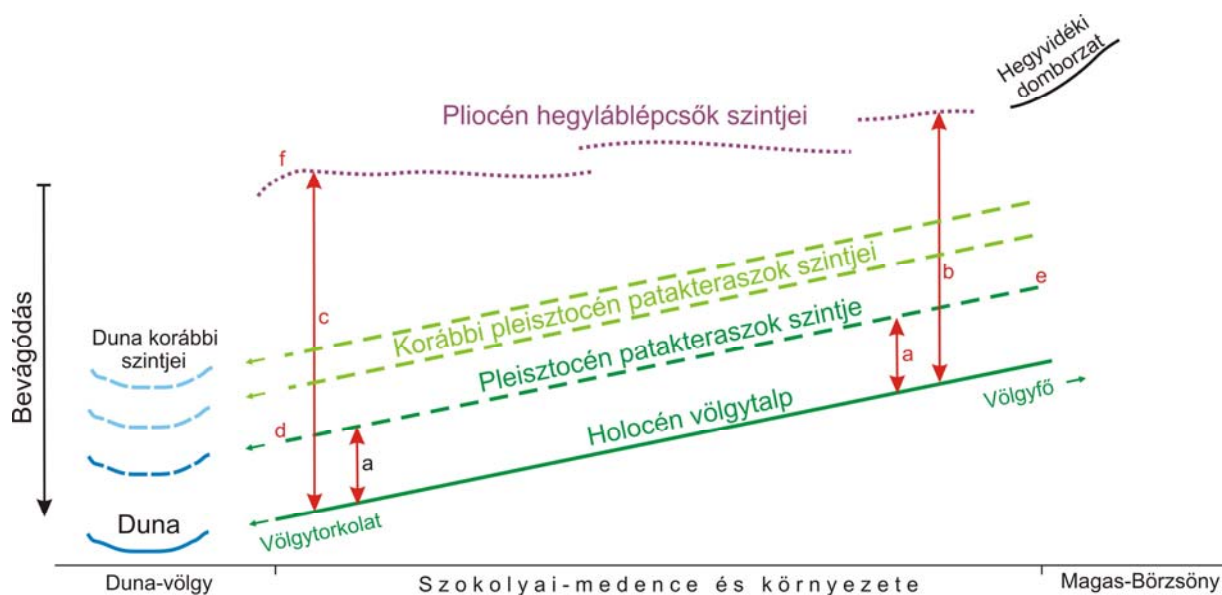
Egy adott domborzat hosszú időn keresztül való átalakulással nyerte el mai formáját. A fejlődés kiindulópontja napjainkban teljes egészében nem rekonstruálható, ugyanis az időközben lezajló szerkezeti mozgások, és eróziós-akkumulációs folyamatok a nyomok jelentős részét már eltűntették. A számítógépes domborzatelemzés során a Délkeleti-Börzsöny emelkedő térszínének lineáris erózió által kipreparált, elegyengetett felületű geomorfológiai elemeit kerestem, melynek legalább egyik oldala a völgy felé tekint.

A Duna a pliocén végén jelent meg a Visegrádi-szorosban, ekkor vált a Délkeleti-Börzsöny közvetlen erózióbázisává. A kutatási terület addig kialakult domborzatát a folyó felé irányuló patakok elkezdtek feldarabolni. A bevágódó völgyek vízfolyásai a pleisztocén éghajlatváltozások során aktívak (interglaciális) vagy inaktívak (glaciális) voltak, ezért a völgyoldalokban pataktéraszok alakultak ki. Alapvetően tehát két típust különíthetünk el:

1. Maradványfelszínek, melyek az eredeti, pliocén végére kialakult ősi domborzat maradványai, melyeket a patakok kipreparáltak, de felszínük már korábban kialakult.
2. Pataktéraszok, melyek felszínének kialakulásáért és a kipreparálódásért is a jelenkori patakhálózat felelős.

Mivel pleisztocén teraszokat a patakok alakították ki, ezért a völgyoldalokban megjelenő felszíneknek követniük kell a völgytalp esésgörbéjét. Az eredeti pliocén felszínt a patakok csak felszabdalták, ezért a maradványfelszínek vonalai és a völgytalpak esésgörbéje között nem lehet összefüggés. Másképpen úgy is ki lehet fejezni, hogy a pliocén maradványfelszíneket abszolút magasság szerint lehet jellemezni, a pleisztocén teraszokat pedig a völgytalp feletti relatív magasságukkal.

Ez a tény alapvetően meghatározza magassági helyzetüket is. Az ősi domborzat maradványai magasabban lesznek, a pleisztocén pataktéraszok pedig ez alatt fognak elhelyezkedni (24. ábra).

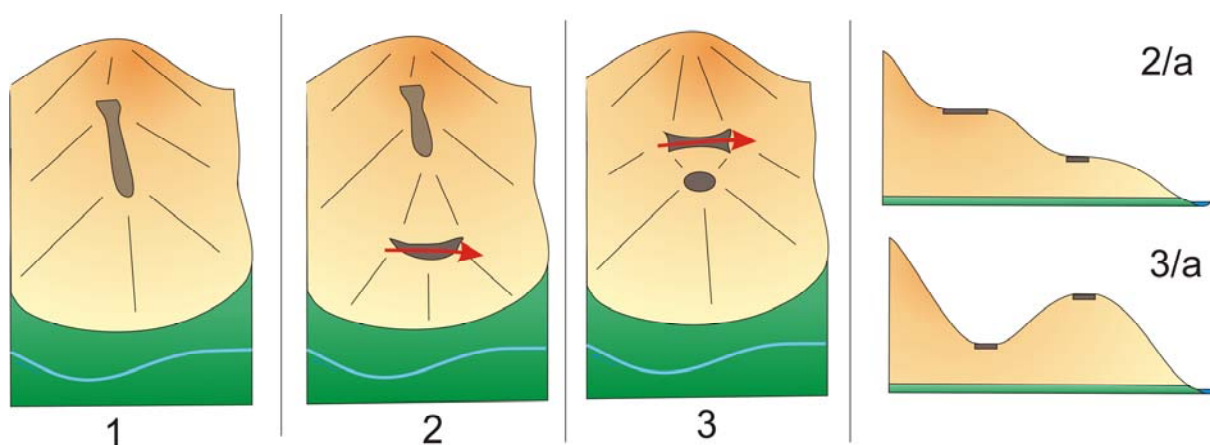


24. ábra. A pliocén és pleisztocén felszínek jellemző paraméterei a relatív és abszolút magasság alapján.

Készítette: Szeberényi J.

Jelmagyarázat: a= pleisztocén teraszok relatív magassága, b=pliocén felszín relatív magassága a völgyfő közelében, c= pliocén felszín relatív magassága a völgytorkolat közelében, d= pleisztocén teraszok abszolút magassága a völgytorkolat közelében e= pleisztocén teraszok abszolút magassága a völgyfő közelében.

Maradványfelszínek és pataktéraszok formakincse. Legegyszerűbb esetben az eredeti sík felszínforma kipreparálódik, de nem válik el a korábbi völgyoldaltól. Ebben az esetben lejtőpihenőkről (völgyvállakról) beszélhetünk (25. ábra /1). Az ismétlődő éghajlatváltozások hatására a folyók és a patakok teraszos völgyoldalakat hoznak létre. Geomorfológiai szempontból ennek két formája is lehetséges. Egyik esetben a patak a völgyének hegyoldaltól távolabbi részét mélyíti tovább, így alakítja ki az alsóbb részekben éppen aktuális medrét.



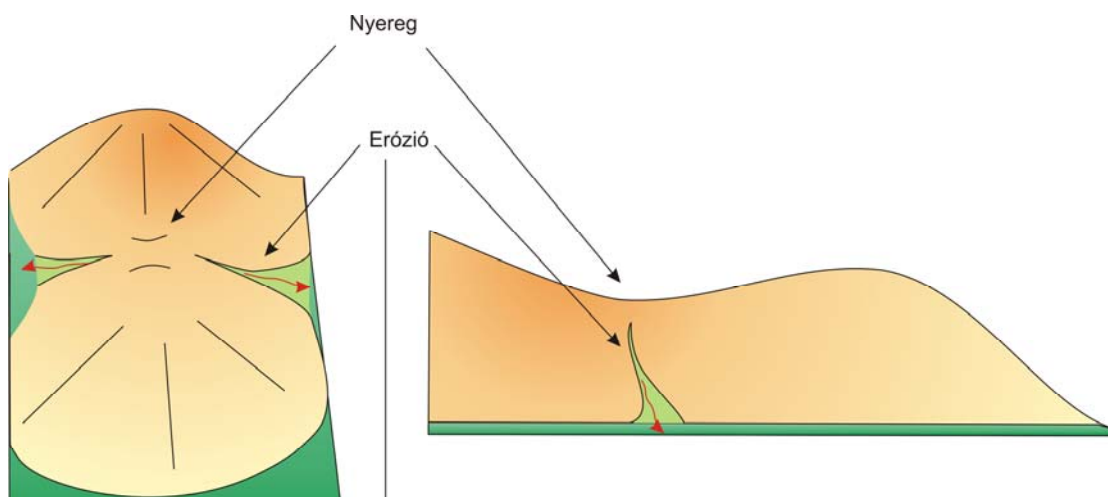
25. ábra A szubszekvens völgyek hiányában kialakuló maradványfelszínek. Készítette: Szeberényi J.

Jelmagyarázat: 1= lejtőpihenő formájában megjelenő maradványfelszín, 2 és 2/a= a maradványfelszínbe a völgytalp felől tovább bevágódó, patak által kialakított terasz, 3 és 3/a= a maradványfelszínbe a hegyoldal felől tovább bevágódó patak által kialakított terasz (terasz-sziget, vagy umlaufberg)

Ekkor a völgyoldalban egymás felett, lépcsősen elhelyezkedő lejtőpihenőket ismerhetünk fel (25. ábra /2). Másik esetben a patak a korábbi felszín hegy felőli részén, sokszor a hegyoldalt alámosva mélyíti tovább völgyét. Ekkor az eredeti felszín terasz-szigetté szigetheggyé alakul, amely kis tetőfelszín, vagy csúcs formájában ismerhető fel (25. ábra /3). Ezek a formák hasonlítanak umlaufberghez (WAGNER W. 1950), melyek közül Magyarországon az északi középhegység több pontján is leírtak (pl.: PINCZÉS Z. 2005).

A vízválasztóként értelmezendő völgyközi hátakon megjelenő kipreparálódott völgyszakasz geomorfológiai értelmezéskor könnyen összetéveszthető gerincen vagy völgyközi háton megjelenő nyeregfelszínekkel. Mind a felszínmaradványok, mind a nyergek esetében elnyújtott domborzati formán megjelenő, lealacsonyodó formákkal találkozhatunk. Az elhagyott völgyszakaszok és a nyergek geomorfológiai megjelenésében két alapvető különbség van:

1. Az egykori elhagyott völgyszakasz esetében a lealacsonyodó részt nem a völgy felől felkúszó eróziós árkok hozzák létre, közvetlenül a maradványfelszín alatt sokszor ki sem alakul ilyen. Ebből következően a maradványfelszín nem feltétlenül jelenti a gerincek vagy völgyközi hátak legkeskenyebb részét. A forma természetbeni megjelenése nagyon hasonlít az 25. ábra /3 láthatóhoz.
2. A nyergek alatt, a gerinc, vagy völgyközi hát oldalában mindig aktív eróziós tevékenységre utaló nyomot (eróziós árkok, eróziós vagy deráziós völgy) találunk. Ebből következően a nyereg a domborzati forma legkeskenyebb részén található (26. ábra).



26. ábra Hegyoldalba felkúszó eróziós árkok vagy völgy által keletkezett nyeregfelszín. Készítette: Szeberényi J.

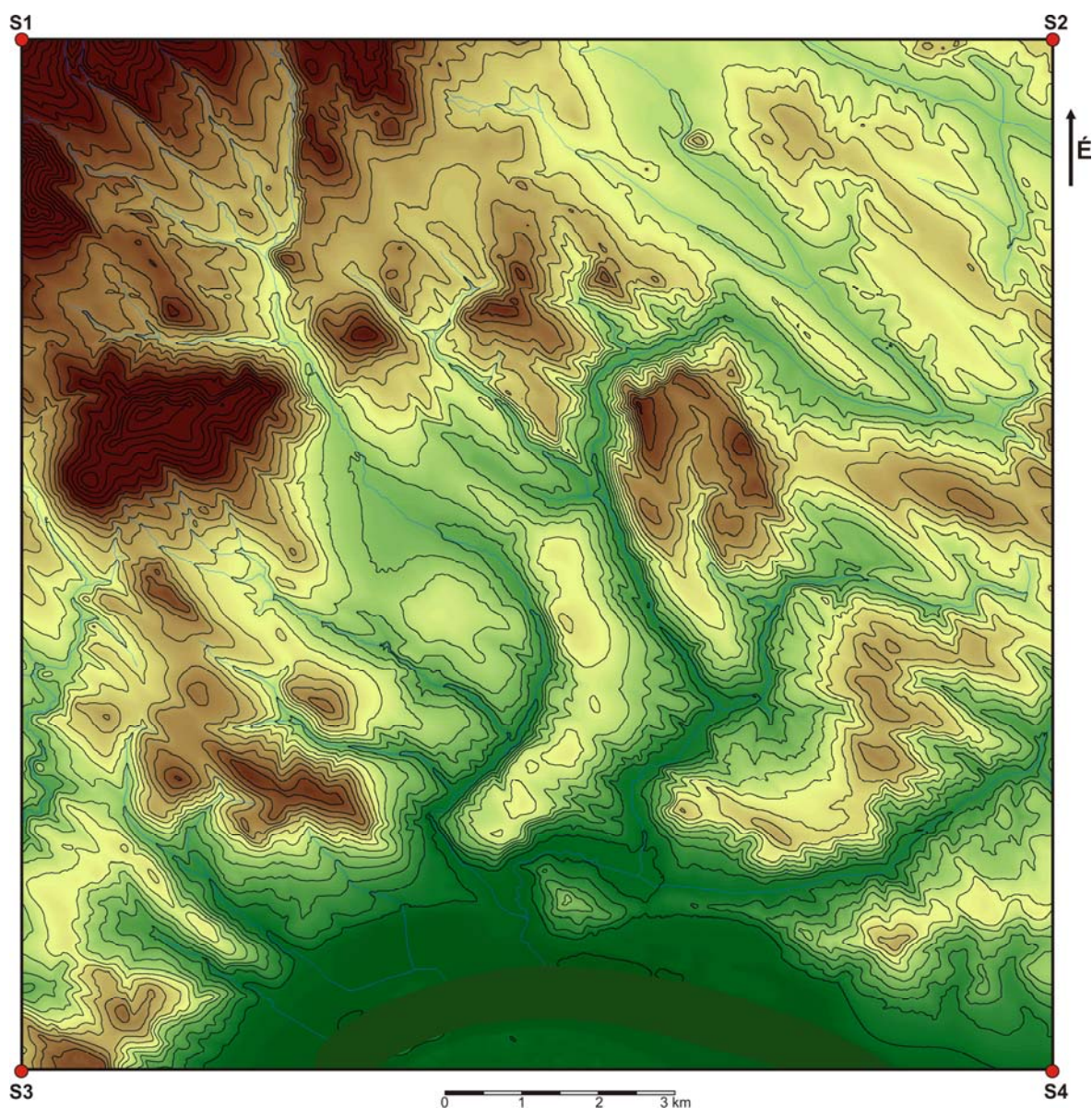
A folyóteraszokkal ellentétben a pataktéraszok keresésekor általában – legalábbis az idősebbek esetén – nincs értelme mederüledékeket keresni, mert azok jóval kisebbek és

gyorsabban pusztulnak. Előfordulhat természetesen olyan szerencsés és letisztult helyzet, hogy megtalálunk egy mederüledékkal telt korábbi patakmedret, de ennek sokkal kisebb a valószínűsége, mint egy folyóterasz esetében az akár több méter vastag kavicsanyag megtalálására.

8.2. A felszínek kimutatása geoinformatikai módszerrel

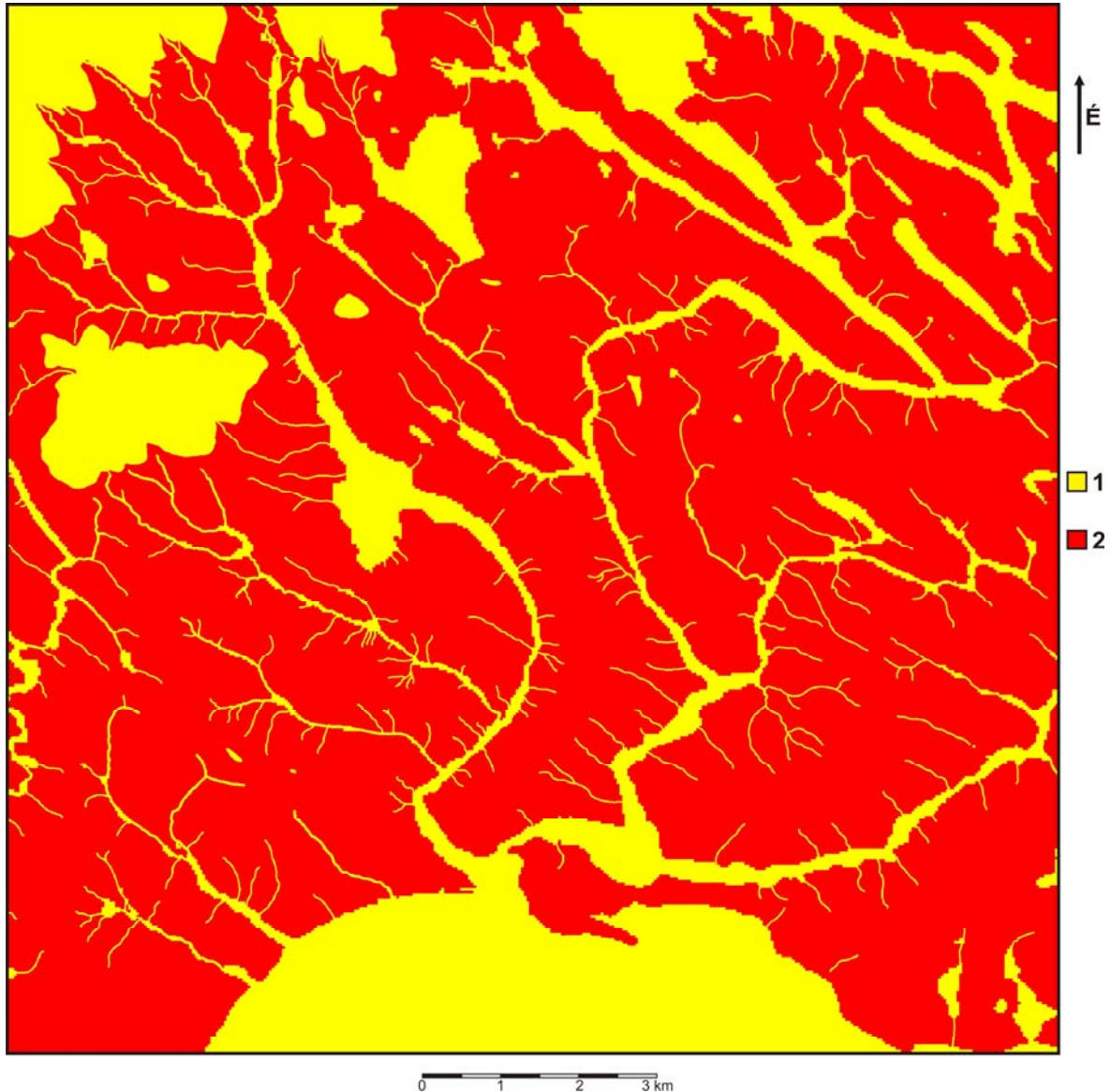
8.2.1. Digitális domborzatmodell és a vizsgálatra alkalmas részek kijelölése

A kutatási terület validált digitális domborzatmodellje (27. ábra) képezi a geoinformatikai vizsgálatok alapját, melynek sarokpontjai a következő koordinátapárokkal adható meg: S1 (642 000, 286 000); S2 (653 000, 286 000) S3 (642 000, 275 000), S4 (653 000, 275 000).



27. ábra. A kutatási terület digitális domborzatmodellje. Készítette: Szeberényi J.

A DEM területe (a domborzati viszonyok figyelembevétele nélkül) 144 km², ebből 124,6 km² (86,5 %) a Délkeleti-Börzsöny domborzatának része. Erről kellett leválogatni azokat a felszíneket, amelyek felhasználásával statisztikai módszerek útján, geomorfológiai szinteket lehet meghatározni. A felszínek kimutatásához a kutatás céljai között megfogalmazott paraméterek alapján csak a dunai teraszok szintjében lévő területrészekre (110–370 méter tszf.) van szükség, amely nem tartalmazza a holocénben keletkezett völgytalpakat és ártéri területeket (28. ábra).

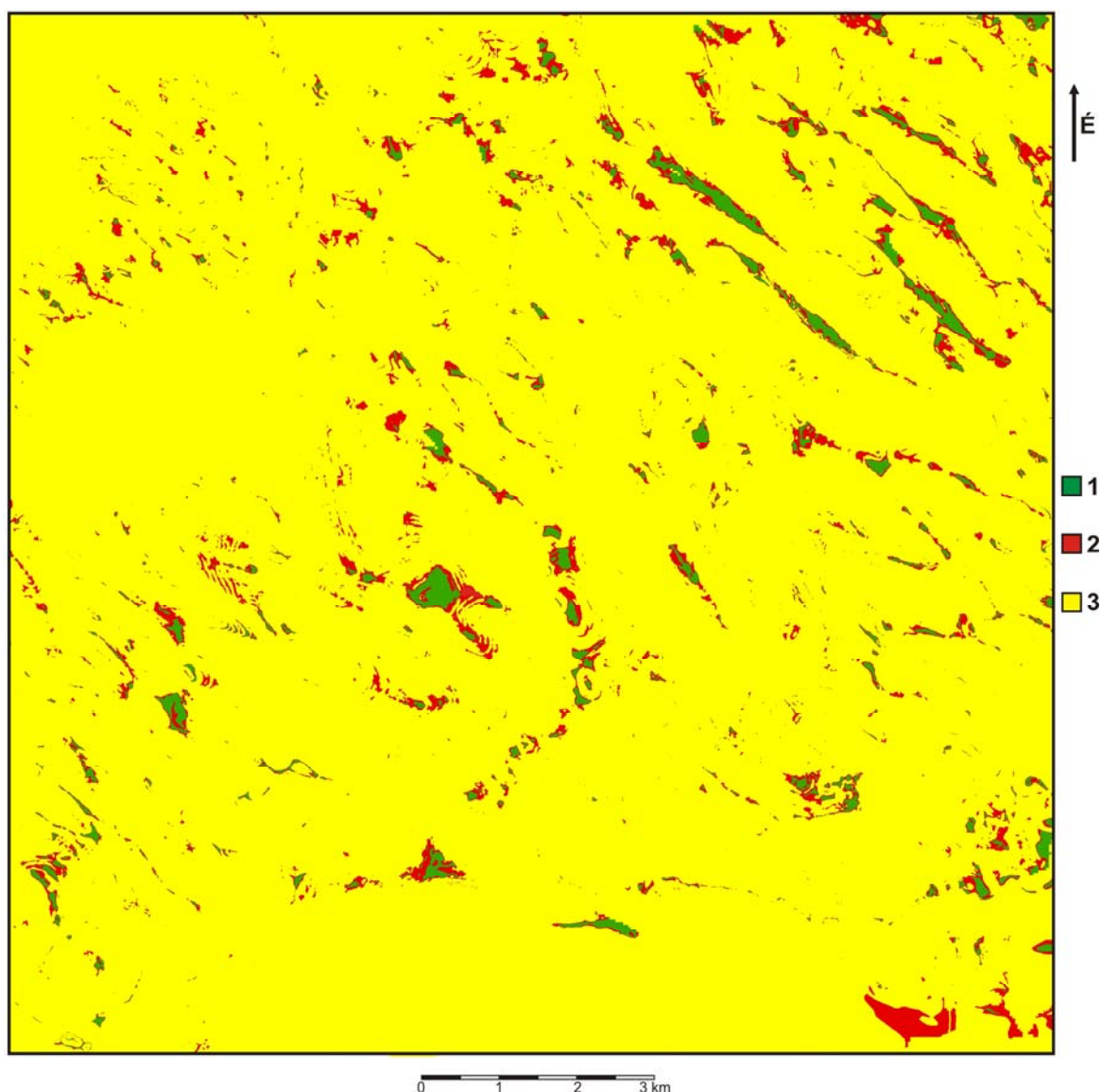


28. ábra. A kutatási terület vizsgálatra alkalmas részei. Készítette: Szeberényi J.
Jelmagyarázat: 1 = Dunateraszok szintjén kívül eső, illetve völgytalpakat és ártereket magában foglaló területek, 2 = Dunateraszok szintjében lévő, vizsgálatra alkalmas területek.

A vizsgálatra alkalmas részek így $\approx 106 \text{ km}^2$ -en, míg a dunateraszok szintjén kívül eső, völgytalpakat és ártereket magában foglaló területek $\approx 38 \text{ km}^2$ -en helyezkednek el.

8.2.2. A vizsgálatra alkalmas területen található csúcsok és lejtőpihenők kijelölése

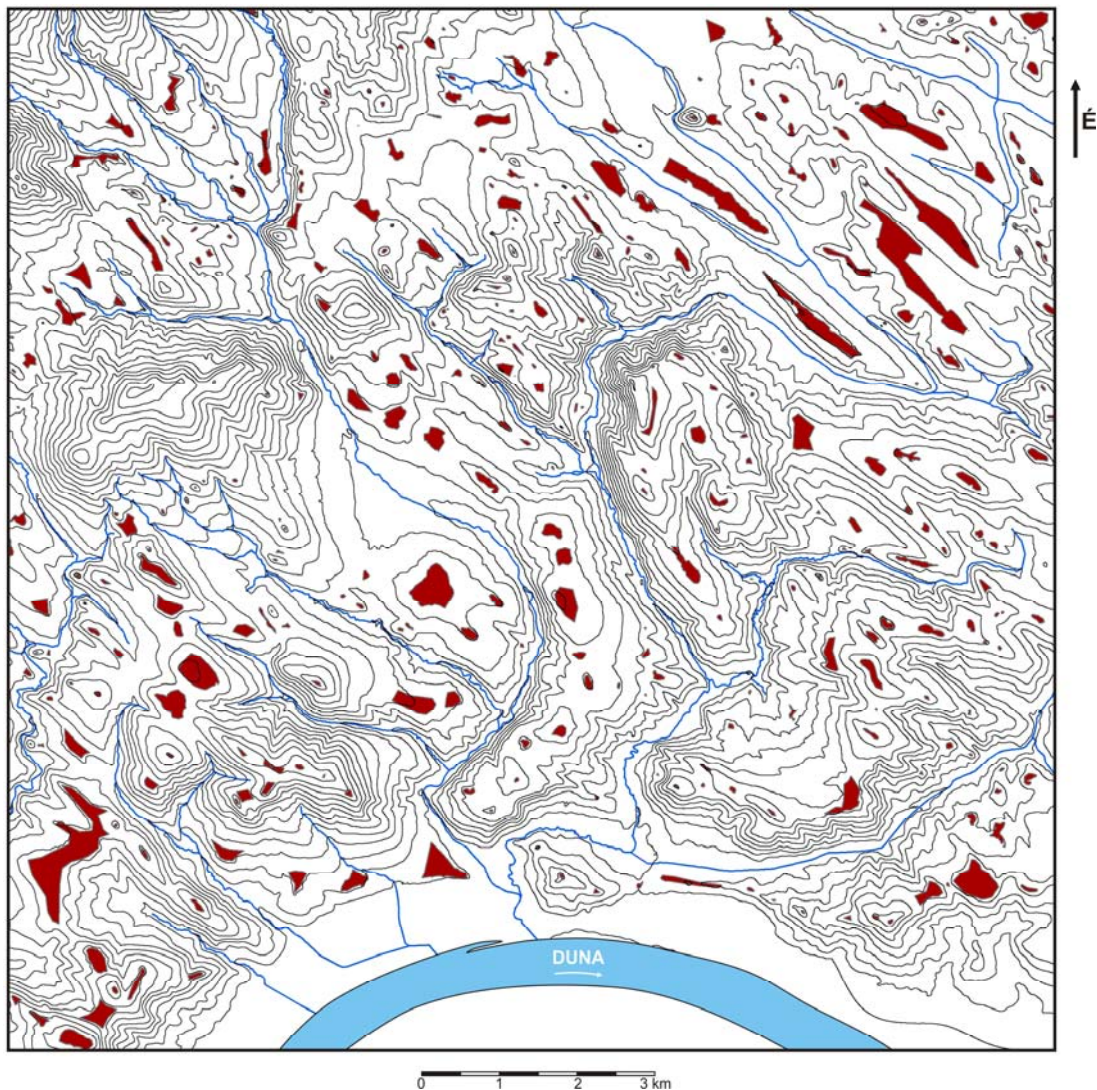
A kutatási területről készült DEM állományon a lokális maximumok megkeresésével olyan pixelcsoportokat válogattam le, amelyek egy pontból kiindulva, minden irányba lejtő domborzati formákat jelenít meg. Ezek alapján 185 felszínformát találtam. Egy felszín átlagosan 4723,1 m² területű, legnagyobb 178871 m², a legkisebb 17,1 m². Ezek elsősorban a hullámos felületű kis reliefenergiával rendelkező domborzathoz köthetők, mint a kissé erodált hegyközi térszínek, vagy medencedombságok.



29. ábra. A lejtőpihenőket ábrázoló térkép. Készítette: Szeberényi J.
Jelmagyarázat: 1 = 0-1,5 fok, 2 = 1,5-2,5 fok, 3 = 2,5 fok felett

A lejtőpihenőket lejtésviszonyok alapján, két különböző paraméter szerint válogattam le. A felületi síkot 1,5 fok, a völgy és hegy felé néző peremeket 2,5 fok meredekséggel

határoztam meg. Ezek alapján 133 formát találtam. Egy felszín átlagosan 2215,4 m² területű, legnagyobb 37342,6 m², a legkisebb 12,1 m² (29. ábra).



30. ábra. A kutatási terület maradványfelszínei a jelenlegi vízhalózat feltüntetésével. Készítette: Szeberényi J.

A munka során felmerült egy kérdés, amely a módszer tökéletlenségére mutat rá. A lejtőpihenők keresésekor megadott határértékek túlzottan merev korlátokat szabtak. Minden bizonnyal vannak olyan felszínek, melyek az idők során az erózió hatására annyira erodálódtak, hogy csak szintvonalritkulás formájában mutatkoznak ugyan, de nem esnek bele a megadott kategóriákba. Kissé sarkított példaként lehet felhozni, de a például 1,51 vagy 2,51 fokos lejtésviszonyokkal rendelkező részegységek is kívül esnek, ezért elvesznek a további vizsgálatok számára. Nyilvánvaló, hogy a természetben nincsenek ilyen egyértelmű határértékek, e tekintetben valószínűleg jobb lenne egy „fuzzy eljárás” amely finomítaná a paramétereket, így kevesebb lehetséges felszín veszne el. Más szempontból viszont ez a

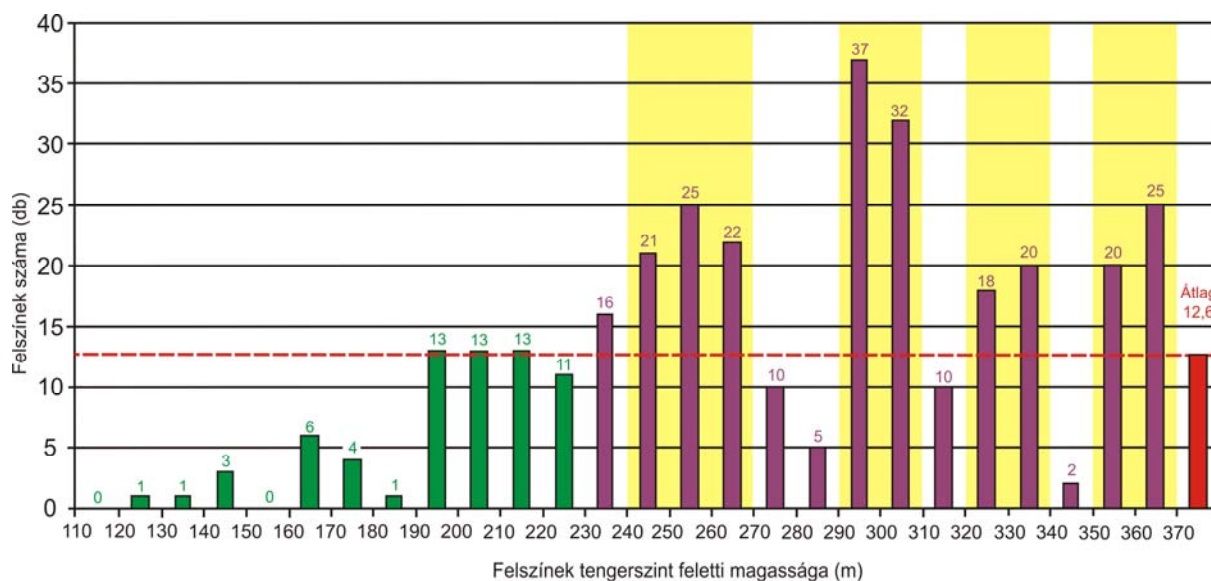
tulajdonság hátrány is egyben, ugyanis fennáll annak a veszélye, hogy a leválogatott felszínek közé oda nem illő domborzati elemek is besorolódhatnak. Ebben az esetben olyan adatok kerülhetnének a statisztikába, amelyek eredményt esetleg eltorzítanak. Azért maradtam az általam alkalmazott a módszernél, mert ha így el is veszítek valamennyi felszínt, a munkafolyamat további szakaszában biztos lehetek benne, hogy csak lejtőpihenők vannak az adatbázisban. Mivel elsődleges célom volt, hogy a Délkeleti-Börzsöny felszíneiből olyan geomorfológiai szinteket határozzak meg, amelyek összevethetők a dunai teraszokkal, ezért egyes felszínek elvesztése kevesebb kárt okoz, mint ha oda nem illő domborzati formákkal „szennyezném be” az adatbázist. Mindazonáltal a jövőbeli kutatások során fontos feladat egy kifinomultabb módszer alapján keresni meg a lejtőpihenőket.

A csúcsokat és a lejtőpihenőket ábrázoló térkép összevonása után a korrekciós munkák következtek. Ezzel az egyazon szintben lévő és egyértelműen összetartozó, de az alaptérkép esetleges hibáiból kifolyólag több foltban megjelenő pixelcsoportokat egyesítettem. Ennek elvégzése után megjeleníthetők a kutatási terület leválogatott felszínei (30. ábra).

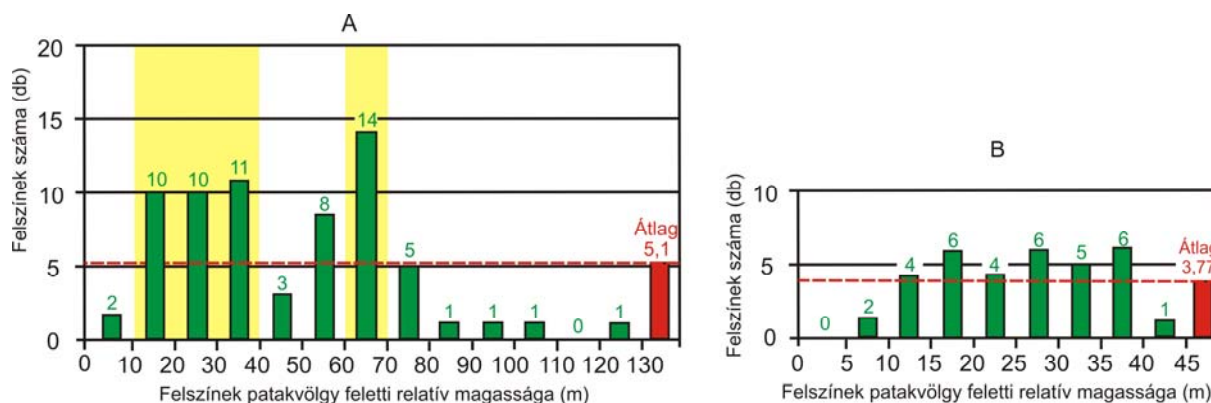
8.3. A felszínek elkülönítése statisztikai vizsgálatokkal

A geoinformatikai módszerekkel kimutatott 318 darab felszínt tengerszint feletti magasságuk alapján 10 méteres szintvonalközökbe rendeztem. A diagram utolsó oszlopaként feltüntettem az egyes intervallumokon belül található felszínek darabszámainak átlagát, amelynek 12,6 értékénél piros szaggatottal húztam egy viszonyítási vonalat. Ez alapján a hisztogramm három szegmense különíthető el (31. ábra). Az első negyedben található adatok (110–190 méter tszf.) jóval átlag alatti, általában 0-6 darab felszínnel jellemezhető, a második negyedben (190–230 méter tszf.) átlag körüli (11–13 darab) érték-ingadozás látszik. A hisztogramm jobb oldalán (230–370 méter tszf.) több oszlop is kiugró, az átlagértéket lényegesen meghaladó értéket vesz fel, amelyek kisebb csoportokba rendeződnek. Jól megfigyelhető egy szabályos elrendeződés, ahol a magas értékű 240–270, 290–310, a 320–340 és a 350–370 oszlopok között alacsony értékű 270–290, 310–320 és 340–350 értékminimummal jellemezhető szakaszok jelennek meg.

Megállapítható, hogy a geoinformatikai módszerekkel leválogatott felszínek közül 220 darab, abszolút magasságuk szerint határozott geomorfológiai szintekbe rendeződik. Elhelyezkedésük alapján ezeket „magas helyzetű felszínekként” lehet azonosítani. A hisztogramm bal oldalán található 67 darab, abszolút magasság alapján szabályos elrendeződést nem mutató felszínt „alacsony helyzetű felszínekként” azonosítom.



31. ábra. A kutatási terület alacsony (zöld) és magas (lila) helyzetű felszíneinek 10 méteres szintközökben való megoszlása tengerszint feletti magasság szerint. Készítette: Szeberényi J.



32. ábra. A kutatási terület felszíneinek 10 méteres szintközökben való megoszlása völgytalp feletti relatív magasság szerint (A), illetve a dunai alacsony teraszok magassági tartományában lévő szintek 5 méteres köztükben feltüntetve (B). Készítette: Szeberényi J.

Az alacsony helyzetű felszínekből relatív magasságuk figyelembe vételével újabb hisztogramot készítettem. A 10 méteres szintközökbe rendezett adatok alapján, a 8,83 átlagértékéhez viszonyítva két markáns kicsúcsosodás tapasztalható. Az egyik egy szélesebb tartomány (10-40 méter között), a másik szűkebb (60-70 méter között). A két oszlopscsoportot alacsony értékű tartomány választja el egymástól, illetve a 80 méter feletti tartományban sincs értékelhető információ (32. ábra/A). Az eredmény alapján megállapítható, hogy az alacsony helyzetű felszínek relatív magasság alapján szabályosságot mutatnak. A 10-40 méteres magasságú geomorfológiai szint széles intervallumát megpróbáltam szétbontani, ezért ezeket az adatokat 5 méteres szintközökben jelenítettem meg (32. ábra/B). Az eredmény ebben az esetben is kiegyenlített lett, ezért ez ilyen módszerekkel tovább nem finomítható.

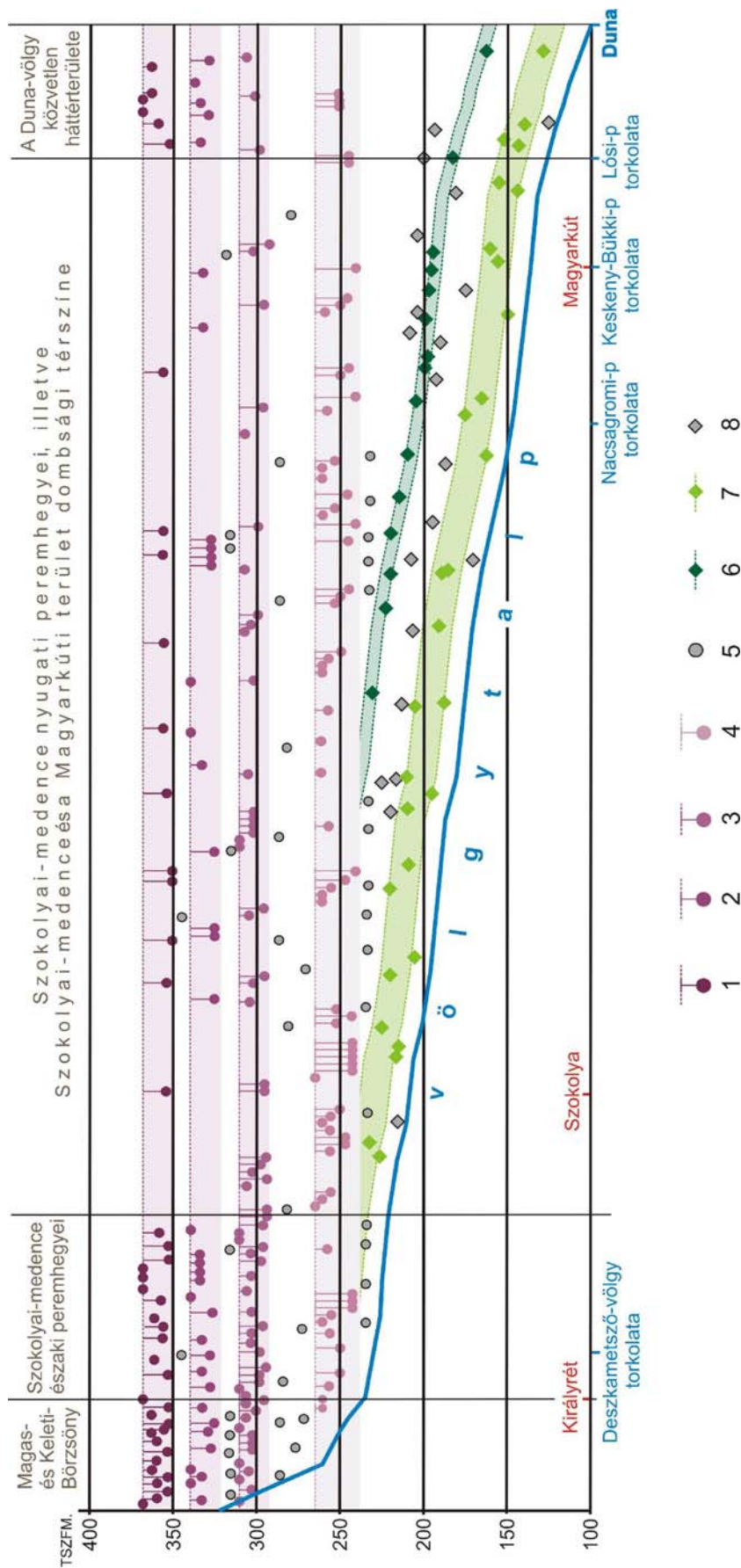
8.4. A geoinformatikai-statisztikai adatokra alapozott rendszer vázlata

A statisztikai vizsgálatok világosan kimutatták, hogy az alacsony helyzetű felszínek (110–230 méter tszf.) és a magas helyzetű felszínek (230–370 méter tszf.) egymástól jól elkülönülnek. Előbbi relatív magasságuk alapján rendezhető szintekbe, ezért igazodik a völgytalpak esésgörbéjéhez, utóbbi abszolút magasság rendeződik szintekbe, ezért ezek a völgytalpi esésgörbétől függetlenek.

A geoinformatikai-statisztikai vizsgálatok eredményeit felhasználva fel lehet vázolni a Délkeleti-Börzsöny geomorfológiai szintjeinek rendszerét. A rendszert a megjelenített 318 darab felszín közül a szintekbe rendezhető 265 darab alapján állítottam fel. Ez azt jelenti, hogy a rendszerbe a felszínek 80,3 %-a sorolható.

A magas felszínek közül 220 darab felszín beleillik, 45 darab pedig nem. Ez 83,6 %. Ez a mutató jó, melyre alapozva a rendszer nagy biztonsággal elfogadható. Az alacsony felszínek esetén 45 darab illik bele a rendszerbe, 22 pedig nem, ami a felszínek 67,1 %-át jelenti. Az alacsony felszínek esetében az arány valamivel több, mint a felszínek két harmadát foglalja magában, így kisebb fenntartásokkal de ez is elfogadható. Pontatlanságok és hiányosságok oka lehet részben, hogy a geoinformatikai felszínleválogatás 1 : 10 000 térkép alapján történt, amely a kis kiterjedésű pataktérások közül valamennyit kimutathatatlaná tesz. Ez következménye lehet annak, hogy a térkép készítői generalizálás miatt a legkisebb formákat eleve lehagyták a térképről, vagy annak, hogy a szintvonalak ritkulása jelez ugyan felszíneket, de ezek a 1,5 fokos értékhatár fölé esnek, amelyet a vektoros geoinformatikai műveletek során kiestek az adatbázisból.

A négy geomorfológiai szintben megjelenő magas helyzetű felszínek a Délkeleti-Börzsöny teljes területén megtalálhatók. A 350–370 métereselek elsősorban magasabb helyzetű hegyközi térszíneken (Magas- és a Keleti-Börzsönyből leereszkedő lejtőin), valamint tetőhelyzetben a Szokolyai-medence peremhegyeinek északkeleti (Kő-hegy csoport) részén csoportosulnak. Ezen kívül tető helyzetben több helyen megjelenik a Szokolyai-medence peremhegyeinek északi (Ól-hegy) és nyugati (Hosszú-Bérc) részein, valamint a Délkeleti-Börzsöny és a Visegrádi-szoros domborzatát elválasztó gerincen (Gál-hegy) és Törökmező fölött (Gubacsi-hálás) is. A 320–340 méteres felszínek leginkább a hegyközi és magasabb hegylábi térszínekhez köthetők tetőhelyzetű és völgyoldali előfordulásokkal.



33. ábra A Délkeleti-Börzsöny felszínei és azok elhelyezkedése abszolút és relatív magasság szerint. Készítette: Szeberényi J.

Jelmagyarázat: 1 = 350–370 méteren elhelyezkedő felszínek, 2 = 320–340 méteren elhelyezkedő felszínek, 3 = 290–310 méteren elhelyezkedő felszínek, 4 = 240–270 méteren elhelyezkedő felszínek, 5 = a rendszerbe be nem illesztett magas helyzetű felszínek, 6 = 60–70 méteres relatív magasságon elhelyezkedő felszínek, 7 = 10–40 méteres relatív magasságon elhelyezkedő felszínek, 8 = a rendszerbe be nem illesztett alacsony helyzetű felszínek.

Legjellegzetesebb területeik a Szokolyai-medence peremhegyeinek és a Magas- illetve Keleti-Börzsöny lejtőoldalai között, a Tar Péter-hegy keleti oldalában illetve a Gál-hegy és a Hosszú-Bérc közötti elegyengetett térszínen.

A dunai vízválasztó gerincvonulat Duna felé eső részén is megjelennek, elsősorban a Gál-hegy, az Eszperantó-hegy és a Gubacsi-hálás környezetében. A 290–310 méteres felszínek a leggyakoribbak a magas helyzetűek közül. Ezek képezik a kutatási terület északi és nyugati részein található hegyközi térszínek legalsó szintjeit, de előfordulnak tetőhelyzetben (Magyarkút környéke) és völgyoldali helyzetben (Kő-hegy, Nagyhársas-hegy és Törökmező fölött) is. A 240–270 méteres felszínek elsősorban a medencedomságok (Nógrádi- és Szokolyai-medence) tetőfelszíneit jellemzik, de helyenként völgyoldalban (Magyarkúti terület) és hegyközi térszín felszíneként (Törökmező) is megtalálhatók.

Az alacsony helyzetű felszínek jellemzőjeként elmondható, hogy bizonyos mértékben követik a völgytalp esésgörbáját (33. ábra), ugyanis a déli területeken alacsonyabb, míg az északabbi területeken magasabb tengerszint feletti magassági értékekkel jellemezhetők. A felszínek minden esetben bevágódott völgyoldalokban jelennek meg. Az elvégzett vizsgálat eredménye alapján kijelölhető a völgytalp felett 10–40 méteres relatív magasságban egy szélesebb tartományú, illetve 60–70 méteres relatív magasságban egy szűk tartományú geomorfológiai szintet.

8.4.1. A vázlat összevetése a dunai teraszrendszer magassági adataival

A Visegrádi-szoros teraszai magasságuk alapján jól egyeztethetők a Délkeleti-Börzsöny geomorfológiai szintjeivel. A magas helyzetű felszínek közül a 240–270, a 290–310 és a 350–370 méteres tszf. magassággal jellemezhetők, párhuzamosíthatók a dunai V., VI. és VII teraszokkal. A Visegrádi-szorosban a 320–340 méter tszf. magasságú geomorfológiai szint nem mutatható ki, de a Délkeleti-Börzsönyben ez határozottan megjelenik.

Az alacsony helyzetű felszínek közül a 60–70 méteres jól egyeztethető a Visegrádi-szoros III. teraszával. A 10–40 méteres geomorfológiai szint intervalluma lefedi a II/A (14–15 méter), a II/B (20 méter) és a 30–40 méteres teraszt is. Könnyen elképzelhető, hogy a három legfiatalabb dunai terasz között lévő kis magasságkülönbség miatt az 1:10 000 topográfiai térkép alapján létrehozott digitális domborzatmodell nem különülnek el az ide kapcsolódó patakteraszok. Ezek kimutatásához részletesebb, műszeres kutatás szükséges, de ennek hiányában is kimondható, hogy a legfiatalabb teraszokhoz is csatlakoznak geomorfológiai

szintek a Délkeleti-Börzsönyben. A fiatal szintek közül a dunai IV. teraszhoz kapcsolódó felszíneket a vizsgálat során nem találtam.

8.5. A felszíneken települő idős üledékek.

A kutatási terület felszíneit sok helyen fedik idős üledékek: déli területeken foltokban találkozhatunk 13-16 millió éves tengeri üledékekkel, az északi és keleti részekeken pedig az idős kvarc- és metamorf kavicsokkal. Mind a mészkövek, mind az akkumulálódott kavicsüledékek keletkezésük során összefüggő, sík vagy közel sík felszínt alkottak. Az azóta feldarabolódott és egymástól esetlegesen eltolódott részek e logika mentén egymással párhuzamosíthatók.

8.5.1. A bádeni tengerben lerakódott mészkövek

A késő miocénben a Visegrádi-szoros és szűkebb térsége bizonyítottan tengeri környezet volt, amely egybefüggő mészkőplatformot jelentett. Jól átvilágított, sekélytengeri környezet bizonyítékai többek között a KOCH A. (1871) által elsőként megtalált, de részletesen KOPEK G. (1954) és SHOLZ G. (1970) által leírt korallzátonyok (10. kép).



10. kép. Korallzátony darabja Zebegényből Fotó: Szeberényi J.

11. kép. Lajta mészkővel borított felszín Törökmezőn. Háttérben a Naszály kőbánya. Fotó: Szeberényi J.

A Délkeleti-Börzsöny eredeti településű Rákosi Mészkő és a Szilágyi Agyagmárga előfordulásainak egyidejű feltérképezésével lehetőség nyílik egy bizonyos geomorfológiai szint meghatározására. A két kőzettípus egyazon időszak két különböző képződési környezetét (lásd a földtani alapok bemutatásánál) jelzi. Meg kell vizsgálni a Visegrádi-szoros alsó szakaszához kapcsolódó kutatási területen hogyan mutatkoznak meg a karbonátos előfordulások.

A kutatási területen két nagyobb, Rákosi Mészkövel fedett egységet lehet elkülöníteni: egyik a kutatási terület közepén elhelyezkedő Szokolyai-medence környezete, másik délnyugati részen található Törökmező (11. kép). A Szokolyai-medencében és annak környezetében több mészkő és meszes üledék-előfordulással is találkozhatunk.

1. Egyik legfontosabb előfordulás Szokolyától északra található, 270 méter tszf. magasságban. Ez a BÁLDI T. – KÓKAI J. (1970) által leírt kibukkanás a tengerelöntés folyamatának teljes rétegsorát megmutatja (lásd korábban: 11. ábra). A medence peremén elhelyezkedő mészkövek különálló darabjai 350 tszf. magasságban kiemelve, a Szőlő-hegy és az Ól-hegy oldalaiban találhatók meg. Ezek a kiemelt részek már egyértelműen a tenger peremi darabjai, melyek a közetképződés során magukba zárták a szárazföldről bekerült rózsaszínes andezit közetdarabokat.
2. Egy másik előfordulás Szokolyától délnyugatra, a „Somos-tábla” anyagában található. Ezek az előfordulások a Szilágyi Agyagmárga Formációhoz (KORPÁS L. 1999) tartoznak, amely természetesen szintén a bádeni tenger maradványa, de annak parttól távolabbi részein keletkezett. A formáció a BÁLDI T. – KÓKAI J. (1970) által leírt agyagos és márgás rétegeket tartalmazza. A „Somos-tábla” legmagasabb pontja a 235 méter magas Somos-tető.
3. A Szokolyai-medencében, az előzőtől délkeletre is csak a márgás rétegek maradtak csak meg. Ez már a medence keleti szélén, Magyarút környékén van.
4. Nagyon szép kifejlődésben maradt meg a Borbély-hegytől keletre 260 méteren, a Rákosi Mészkö. Ez a terület már nem a Szokolyai-medence része, de geomorfológiailag ahhoz szervesen kapcsolódik.

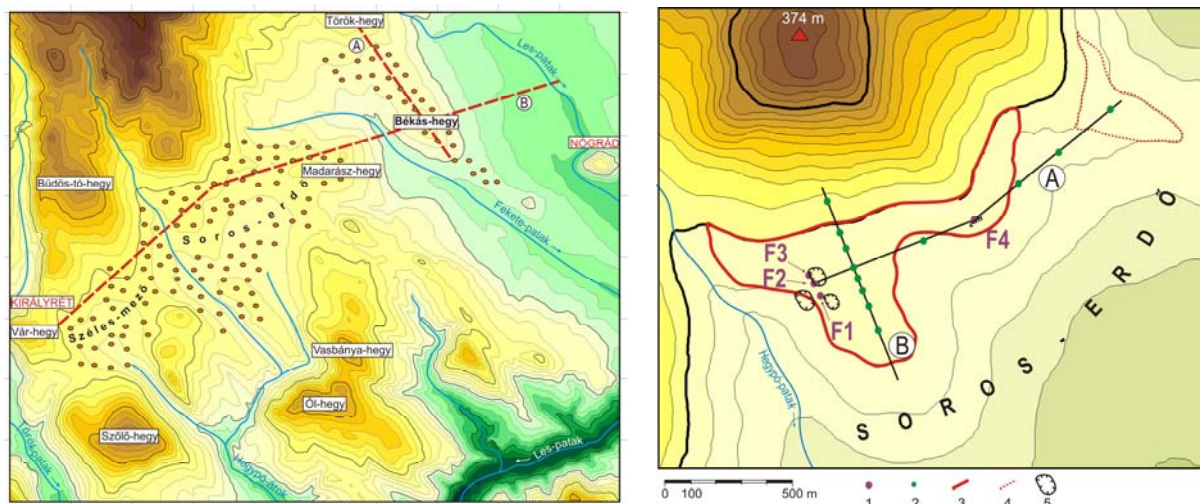
Törökmező 250 méter tszf. magasságban elhelyezkedő, lajtamészkövel fedett felszíne nagyon jól jellemzi a korábban összefüggő, kiegyenlített ősi domborzat maradványát, amely napjainkban határozott geomorfológiai szintként azonosítható. A törökmezőtől légvonalban kb. 1 km-re délre – kutatási területhez már nem tartozó részen – a Köves-mezőn (340–350 méter) találhatók a törökmezőivel párhuzamosítható, különálló mészkőfoltok. Ez a szintkülönbség jól mutatja a korábban egységes mészkövek vertikális széttagoltságát, mely a Dunakanyar esetében általánosítható.

Látható tehát, hogy a karbonátos üledékek megmaradt darabjai a Törökmező és a Szokolyai-medence környezetére terjednek ki és két geomorfológiai szintben helyezkednek el. A két szint között tapasztalt 80–90 méteres különbség a Visegrádi-szoros profiljába egyértelműen illeszkedik. A két szint közötti különbséget a mészkövek képződése óta eltelt

13-16 millió év alatt bekövetkezett szerkezeti mozgásokból adódó függőleges eltolódások hozták létre.

8.5.2. Távoli területekről érkezett kvarc és metamorf kavicsok

A kavicsok a terület északi, keleti és középső részén fedik a felszíneket. Az északi részen Királyrét és Nógrád között, egy 270 és 300 méter tszf. magasságú, délnyugat-északkeleti tengelyirányú, Nógrádi-medencére nyitott hegyközi térszín található.



34. ábra A kavicsok elterjedési területe a kutatási terület északi részén. Készítette: Szeberényi J. Piros szaggatottal a területről készített szelvények vonalakat jelöltem (A=41. ábra, B=42. ábra.)

35. ábra A Soros-erdő felszínmaradványain települő kavicsok feltárása. Készítette: Szeberényi J. Jelmagyarázat: 1= Feltárások helyei; 2= Kavicsstakaró fekvőjére irányuló térképező fúrások; 3= A jelenlegi vízhálózat által nem erodált maradványfelszín; 4= A jelenlegi vízhálózat által kissé erodált maradványfelszín, 5= Bányagödörök, A= DNy-ÉK-i metszet B = ÉNy-DK-i metszet (38. ábra)

Nagyobb egybefüggő kavicsstakarók, foltokban előforduló kavicsstakaró-maradványok és a környezetükben erodálódott szórványok fordulnak elő. A területet alapvetően a Széles-mező és Soros-erdő hegyközi térszínének kavicsaira, illetve a Békás-hegy kavicsaira osztható, melyeket a Fekete-patak időszakos vízfolyása választ el egymástól (34. ábra).

A Széles-mező és Soros-erdő kavicsai 2-3 méterre kivastagodó takarót képeznek, melyek bürzsönyi andezittel nem keveredett, kvarc és metamorf kavicsokból áll. Reprezentatív feltárások létesítésére a Soros-erdő északi részén található, 1000 méter hosszú és 500 méter széles takarórészlet (35. ábra) alkalmas. A kavicsstakaró felső része a felszínen talajosodott formában, nagy kiterjedésben található meg. Ennek leglátványosabb példái a kifordul fák gyökérzete alatt (12. kép) és a vakondtúrásokban láthatók. A kavicsok között a felszínen óriáskavicsokkal is előfordulnak (13. kép).

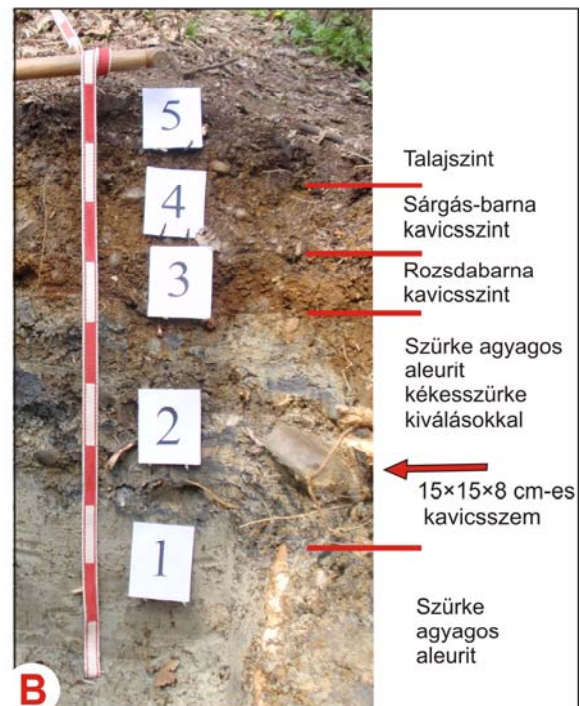
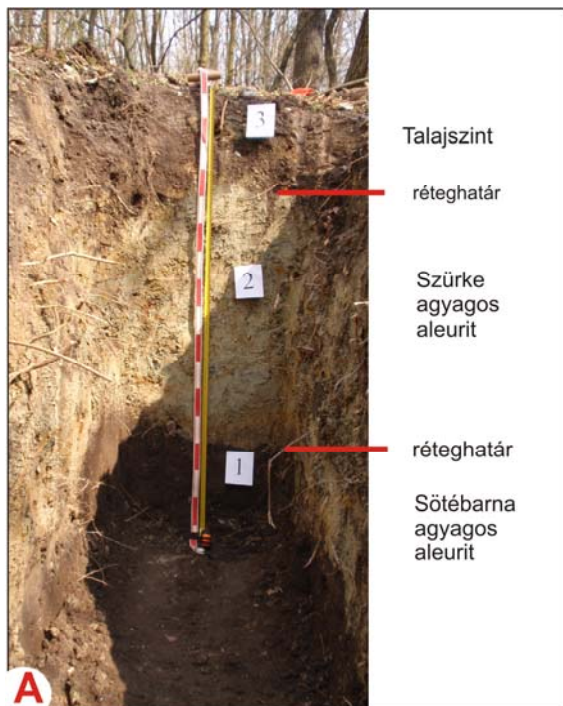


12. kép. Kavicsok egy kifordult fa gyökerei között. Fotó: Szeberényi J.

13. kép. Óriáskavics a Soros-erdőnél. Fotó: Szeberényi J.

Korábban a helyiek kisebb gödröket mélyítve, építkezéseikhez innen hordták a kavicsot. A felhagyott bányagödröket felhasználva készültek a feltárások. A területen összesen 4 feltárást létesítettem (35. ábra). Az 1. feltárás (36. ábra/A) a kavicsok fekvését mutatja. A 160 cm mély szelvény három nagy egységre osztható. Az alsó 30-35 cm egy sötétbarna agyagos aleurit. Erre éles réteghatárral 90-100 cm-es vastagságban települ egy vasfoltos szürke agyagos aleurit, amely konkrét vaskiválásokat is tartalmaz. Ezek maximum tenyér méretű rozsdaszínű vaskonkréciók, melyek véletlenszerűen szóródva jelennek meg az üledékben. A feltárás felső 30 cm-én a szürke üledék fedőjében folyamatos kifejlődéssel jelenik meg a talajszint, amelyben kvarcit-kavicsok vannak elhintve.

A 2. feltárás (36. ábra/B) mélysége 1 méter és jól szemlélteti az előző üledéksorozat folytatását. Legalul az 1-es feltárásban is tapasztalt szürke, vasfoltos agyagos aleurit látható, amelynek itteni felső 20-25 cm-es részén mangánfeldúsulások kékesszürke foltjai és különböző méretű, általában 15-30 cm átmérőjű, többé-kevésbé töredezett kavicsok jelennek meg. Erre éles határral egy erősen rozsdabarna színezetű homokos kavicszint települ. Vastagsága a feltárásban 10 cm-ben maximalizálható. Szintén éles határral települ ezen egy sárgásbarna kavicszint, amely itt 10-20 cm vastagságot mutat, ugyanis ennek felső részét már letermelték. A fedőjében a bányászat után kialakult kezdetleges talajszint található, amelynek kiindulási anyaga egyértelműen megegyezik az alatta fekvőével. Az agyagos aleuritra települő kavicsokat egyébként az 1974-ben a Széles-mezőn mélyített furásban (Szk-7) is megtalálták. Itt ezeket az üledékeket alsó miocénbe sorolták be.

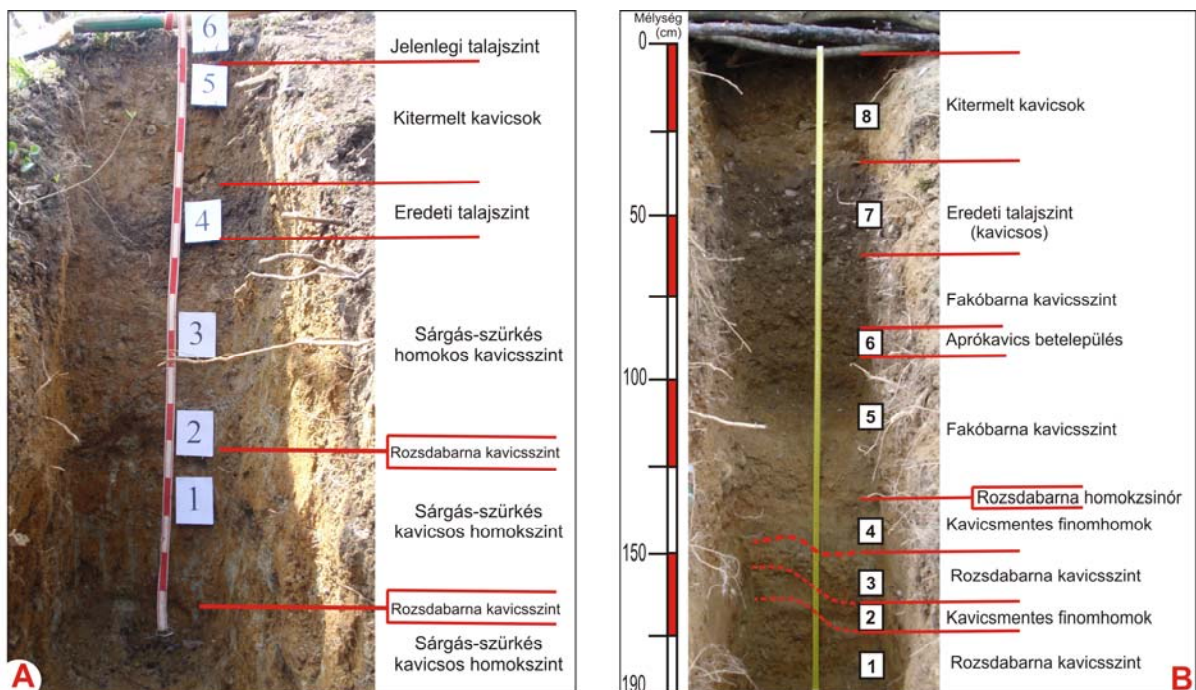


36. ábra. A = Az 1. feltárás, B = A 2. feltárás. Készítette: Szeberényi J.

A 3. feltárás (37. ábra/A) tulajdonképpen az előzők folytatása. A felvett szelvény mélysége 160 cm, amelyet alapjában 6 szintre lehet osztani. Ebből az alsó négy természetes körülmények között keletkezett, a felső két réteg a bányászat során kihányt meddő anyaga. A feltárás legalsó szintjében 40-50 cm vastagságú sárgás-szürkés kavicsos homok jelenik meg. A kavicsok szemcse nagysága 1-5 mm közé tehető. Előfordulnak ennél nagyobbak is, de azok nem jellemzőek. Szürke és sárga foltok viszonylag jól elkülönülnek benne. Ezt egyrészt kettéosztja, másrészt az üledék fedőjében jelenik meg egy vékony kifejlődésű, maximum 5-7 cm vastag rozsdabarna kavicsos homokzsinór. Az erre települő, 50-55 cm vastag réteg jóval durvább, inkább homokos kavicsként értelmezhető szint. A szürke és sárga foltok az előzőhöz képest sokkal jobban összemosódnak és így színben homogénebb egységet mutat. A kavicsok mérete itt leginkább 2-5 cm-es mérettartományba esnek. A réteg fedőjében megjelenik 15-20 cm vastagságban az eredeti talajszint, amely az alatta lévő kavicsüledékből alakult ki. A felette található réteg már a bányászat során kitermelt és a bányagödör peremén felhalmozott kavicsok szintje, amelynek fedőjében a bányászat felhagyása után vékony talajréteg alakult ki.

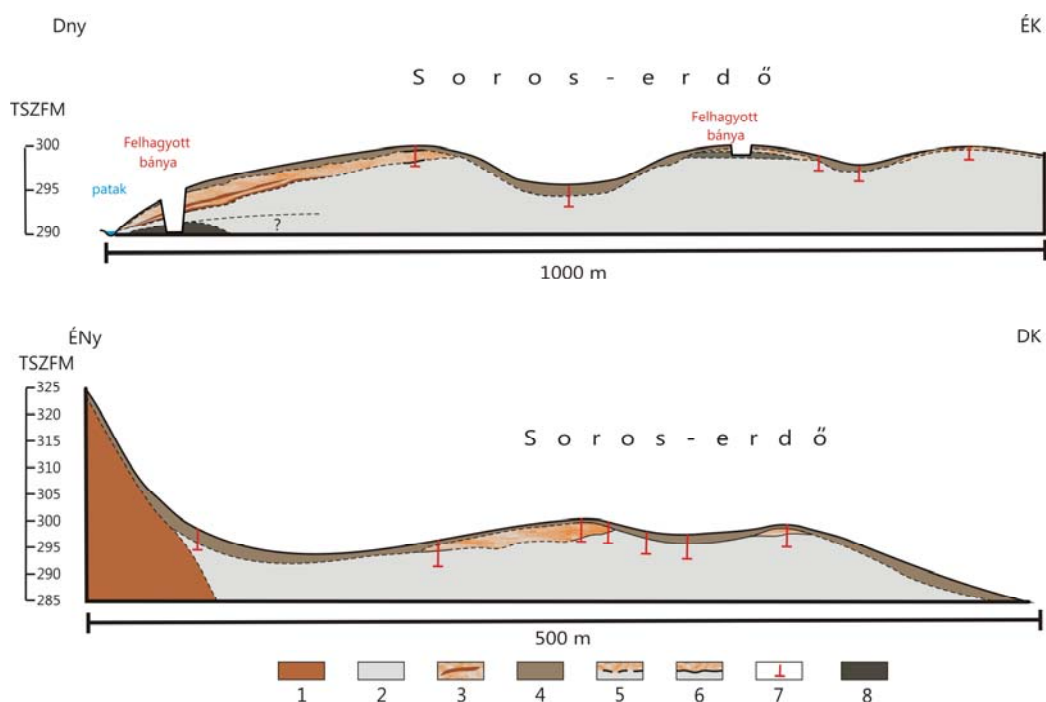
A 4. feltárás (37. ábra/B) az előzőekhez képest 500 méterrel keletre esik, de nagyban hasonló üledékeket mutat. A 190 cm mélységű összletet itt is több részre lehet bontani. A teljes szelvény enyhén összecementált, rozsdabarna kavicsszinttel kezdődik. A kavicsok szem nagysága 2-5 cm között van. A réteg vastagsága 20-25 cm. Erre finom, teljesen

kavicsmentes homok települ 10-15 cm vastagságban. Ezután az előző két réteg megismétlődik, de méreteit tekintve most az összecementált kavics csak 10 cm, a kavicsmentes homok 20-25 cm-es vastagságot mutat. A rétegismétlődést egy 1-2 cm vékonyságú rozsdabarna zsinór zárja, amelyre egy 60-65 cm vastag fakóbarna kavicsréteg települ. A kavicsok mérete az előzőekhez hasonlóan, döntően 2-5 cm-esek. Ebbe a szintbe települ egy 1mm-es apró kavicszemekből álló, jól osztályozott, kb. 10-15 cm-es kavicsszint. A fakóbarna kavicsokból folyamatos átmenettel jelenik meg az eredeti talajszint 30-40 cm vastagon.



37. ábra. A = A 3. feltárás, B = A 4. feltárás. Készítette: Szeberényi J.

A terület fedőüledékeinek feltérképezésével megállapítható, hogy a hegyközi térszint 290-300 méter tszf. magasságban megjelenő, 1,5-2,5 méter vastag kavicsstakaró borítja. Az erózió által kis mértékben roncsolt felszíneken az eredeti kavicsok már csak foltokban, vékony lepel-szerűen, vagy csak elhintett kavicsszemek formájában találhatók meg. A kavicsok fekvését szürke agyagos aleurit alkotja (38. ábra).

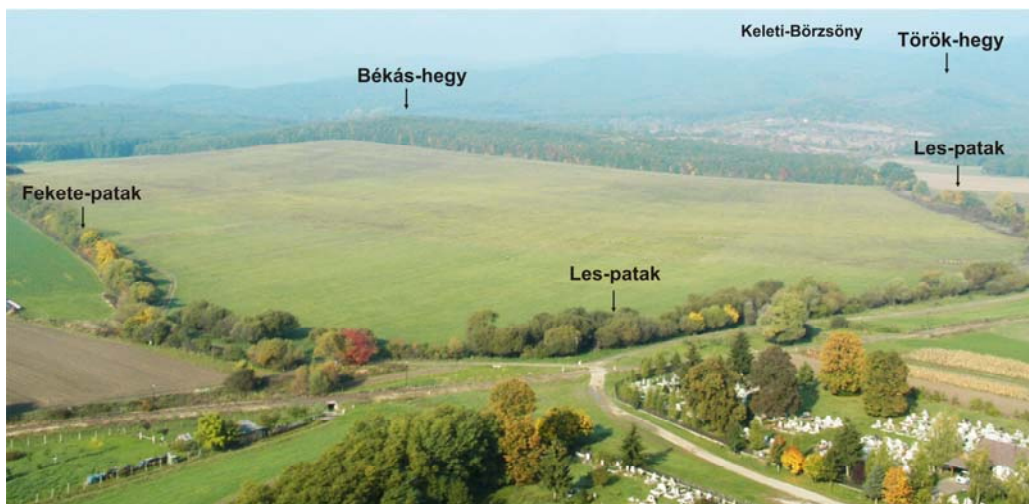


38. ábra Feltárások és sekély fúrások alapján megrajzolt szelvények. Készítette: Szeberényi J.
Jelmagyarázat: 1. Andezit; 2. Szürke vasfoltos agyagos aleurit; 3. Homokos kavics és kavicsos aleurit. 4. Talajszint; 5. Ismeretlen réteghatár; 6. Ismert réteghatár; 7. Mélyített térképező talajfúrások, 8= Sötétbarna agyagos aleurit.

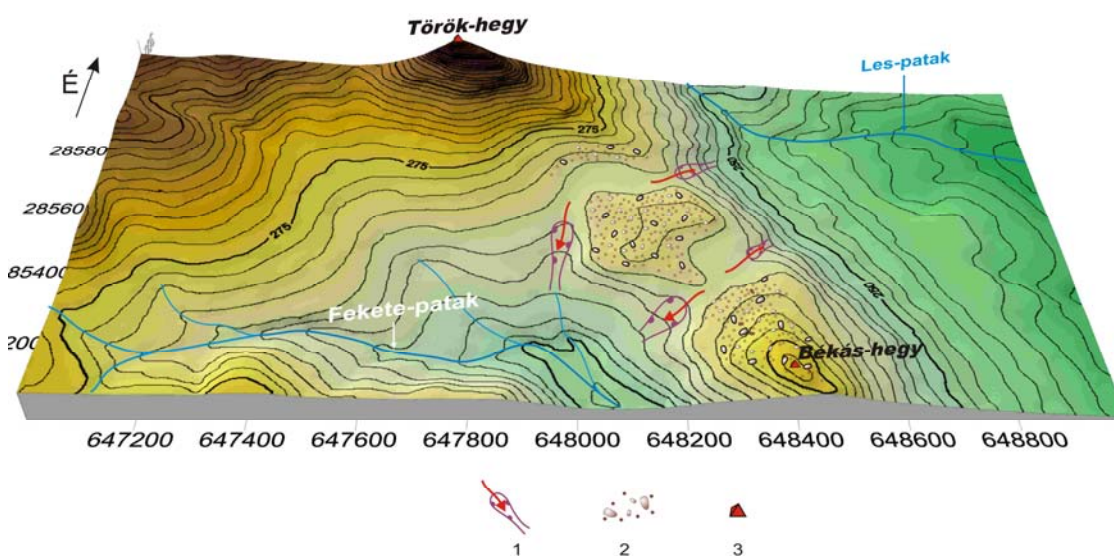
Az északi rész másik nagy kavicsstakarója a Nógrádi-medence és a Keleti-Börzsöny határterületén helyezkedik el Soros-erdőtől északkeletre, a Fekete-patak túloldalán, az előzőhöz képest valamivel alacsonyabban (270–290 méter tszf.). A Les-patak és a Fekete-patak által kipreparált, északnyugat-délkeleti irányú forma felszínén, a Török-hegy (Keleti-Börzsöny) és a Békás-hegy (Nógrádi-medence) között (14. kép) található a kavicsok. A takaró a patak völgyek felől fejlődő deráziós völgyek által három darabra szakadva (39. ábra). A Török-hegy lábánál leginkább csak kavicsszórványokról beszélhetünk. Az erózió ezt már majdnem teljesen elpusztította, így az előfordulásnak vastagsága nincs, ezt részletesebben vizsgálni, mintázni nem érdemes. Jelentős mennyiségben található azonban kavicsok a délkeleti (Békás-hegy) és a középső (szántóföldi) részekén.

A Békás-hegy tetőpontját és annak környezetét egységes kavicsstakaró borítja (15. kép). A kavicssapkás dombtetőtől 30 méterre északra, egy környezetéhez képest meredekebb részen, 281 méter tszf.-en, egy északi irányba tekintő feltárást létesítettem „Békás-1. feltárás” elnevezéssel. A feltárás szélessége 1 méter, magassága 3,3 méter. A feltárást a felszíntől számítva 130 cm mélységig ástam, majd onnantól lefelé további két méter mélységig fúrtam. Általánosságban elmondható, hogy a felszínen található kavicsok 80 cm mélységig határozottan követhetők. Ez alatt éles határral, egy agyagtartalommal is rendelkező, limonitos,

homokos-kőzetlisztes réteg fekszik, amelyben elszórtan lefelé 40-50 cm-en keresztül 2-5 mm-es kavicsok találhatók.



14. kép. A Békás-hegy a nógrádi Vár-hegyről fényképezve. Fotó: Szeberényi J.



39. ábra Kavicsok elhelyezkedése a Török-hegy és a Békás-hegy között. Készítette: Szeberényi J.
Jelmagyarázat: 1= a kavicsotakarót érintő deráziós völgyek és a lehordás főbb irányai; 2=kavicsok a felszínen; 3=hegytető.

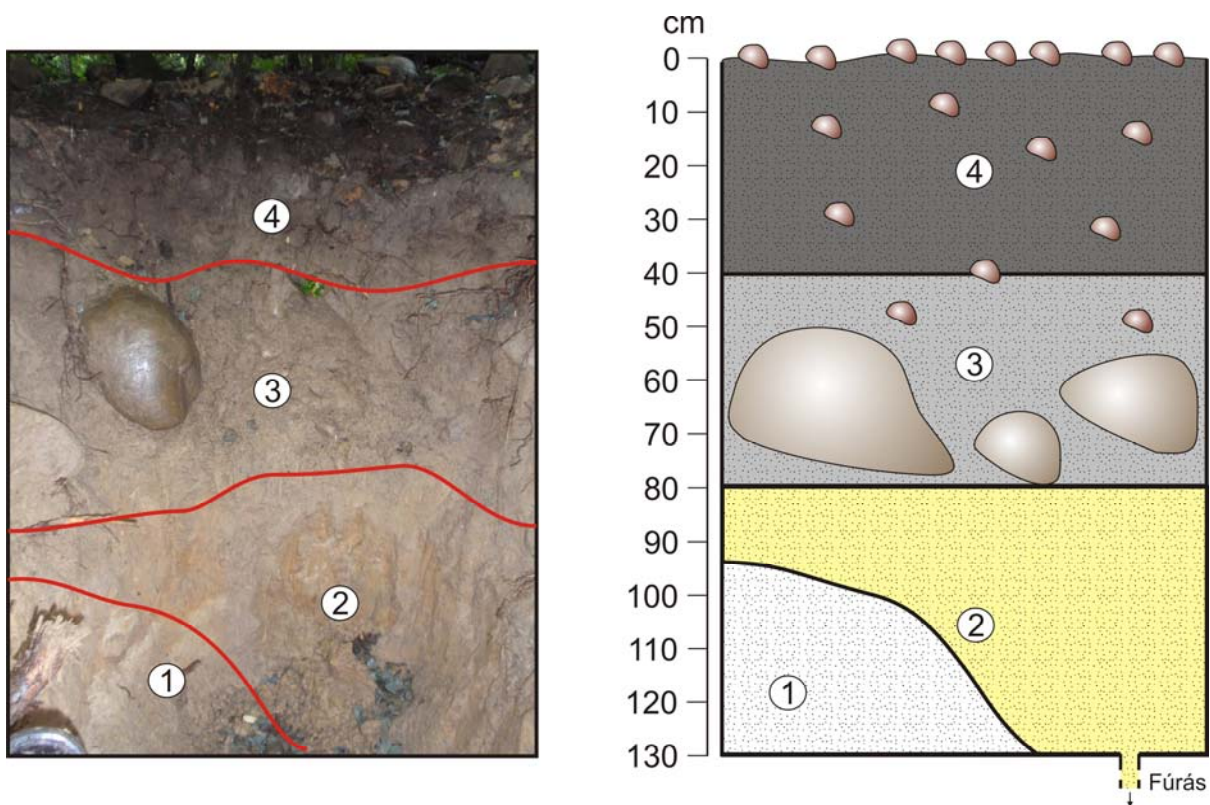
Az aprókavicsok mennyisége lefelé fokozatosan csökken, majd 130 cm környékén teljesen eltűnnek. A kavicsanyag koptatottságában a két réteg között nincs lényeges különbség. Ez alatt fúrásból ismerjük a réteget, amely elsősorban erősen limonitos, némi agyagtartalommal rendelkező, kőzetlisztes homok. A limonit jelenléte lefelé fokozatosan csökken, de helyenként 5-10 cm vastag feldúsulások jelennek meg.



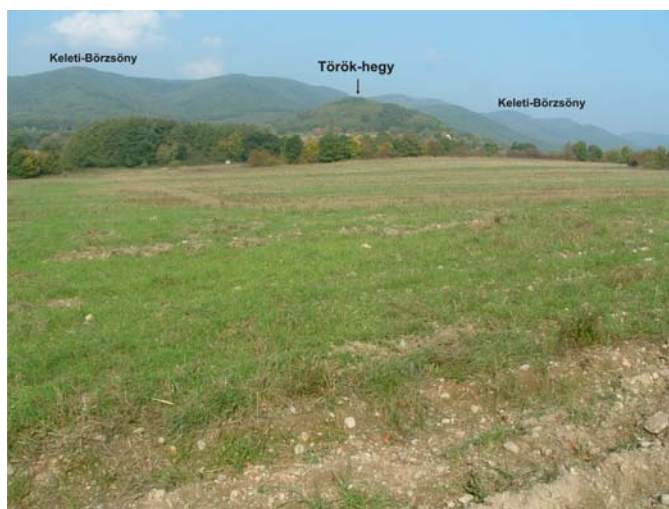
15. kép. A Békás-hegy kavicstakarója. (a kép jobb oldalán a feltáráshoz alkalmas meredekebb rész) Fotó: Szeberényi J.

A Békás-1 feltárás rétegei (40. ábra):

1. 80-130 cm között, agyagtartalommal rendelkező limonitos, finom homok, mely földesen törik, nem morzsálódik. A homokanyag apró-sűrű gyökérnyomokkal van átszőve. A rétegben elszórtan átlagosan 5 mm-t meg nem haladó szögletes és kevésbé gömbölyített aprókavicsok találhatók.
2. Az előző rétegben kiékelődő, 10-15 cm vastag, világos sárgás-fehér színű, középszemcsés, agyagmentes, nem cementált homok található. Ebben az előzőhöz hasonló, de annál jóval ritkábban pici 2 mm-nél nem nagyobb, kevésbé gömbölyített kavics fordul elő.
3. 80 cm feletti réteg mátrixa: Erősen agyagos alapanyagba ágyazódó egymást érő, változó méretű (átlagosan 1-3 mm) kavicsok. Ebben találhatók 1-2 cm-től 50 cm-es átmérőig terjedő szemnagyságú kavicsok, hömpölyök. Ezek erősen gömbölyítettek, legtöbbjük törött, a nagyobbakon ütésnyomok láthatók. A rétegből 60-65 cm-en átlagmintát vettünk, a nagyok nélkül, max. 2 mm-ig.
4. Az előző folytatásában lévő annak erősen talajosodott része, sok gyökérrel. Attól eltérően azonban, itt nem találunk 10 cm-nél nagyobb darabokat.



40. ábra. A Békás-hegy I.sz. feltárás. Készítette: Szeberényi J.



16. kép. Kavicstakaró a szántóföldön. Fotó: Szeberényi J.

17. kép. A kavicstakaró részlete. Fotó: Szeberényi J.

A Békás-hegy tetőpontjától északnyugatra, nagyjából 500×500 m-es területen terül el a kavicstakaró középső foltja (16. és 17. kép). A terület nagy része művelés alatt áll, melynek nagyobb hányada szántóföld, a fennmaradó kisebb területek – főleg a keleti peremeken – külterki kerti művelés alá vannak vonva. Ezekből kifolyólag a terep ugyan jól átlátható és

könnyedén bejárható, mégis számolni kell azzal, hogy a kavicstakaró a művelés miatt legalább 60-70 cm mélységig bolygatott állapotban van.

A terület minden bizonnyal összefüggésben áll a Békás-hegy kavicssapkájával, mivel a kettőt összekötő útvonalon – a fák tövében és az avar alatt – számos helyen kavicsfoltok és szórványkavicsok jelennek meg. A szántóföldön 1,5-2 méter vastag kavics található. A kavicsok között a felszínen is találkozhatunk a Soros-erdő környékén és a Békás-1 feltárásban is megismert hömpölyökkel.



18. kép. Óriáskavics a szántóföld peremén. Fotó (önkioldó használatával):Szeberényi J.

19. kép. A szántóföldet kísérő árok kimélyítésével készült Békás-2 feltárás. Fotó: Szeberényi J.

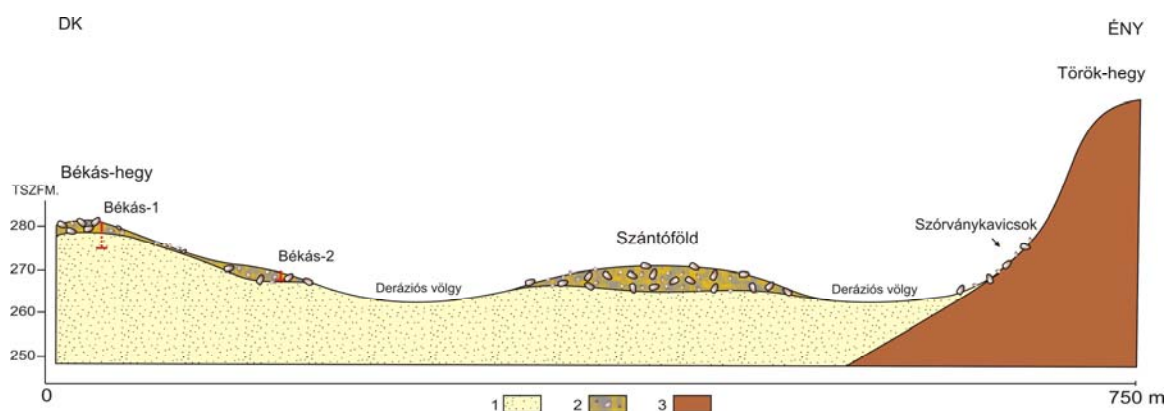
Az óriáskavicsok átmérője 10-60 cm között van, amelyek az általam a Délkeleti-Börzsönyben talált legnagyobb darabok (18. kép). A Békás-hegy tetőpontjától 150 méterre, észak-északnyugati irányban 270 méter tszf.-en, az erdő és a szántóföld határán, egy 30 cm széles, 50 cm mély, ásott árok húzódik. Feltárást (Békás-2) az árok egy részének továbbmélyítésével hoztuk létre (19. kép). Ennek rétegei:

1. 0-68 cm-ig talajjal kevert laza kavicsanyag található, közepesen gömbölyített és erősen töredezett, 0,2-8 cm közötti kavicsszemekkel.
2. 68-90 cm között közepesen kötött, erősen limonitos 2-3 cm-nél nem nagyobb kavicsokból álló réteg, melynek mátrixa kis mennyiségű, szürkés színű agyaggal kevert.
3. 90-125 cm között erősen kötött, helyenként elszórtan nagy (akár 30 cm) átmérőjű szemeket tartalmazó kavicsos réteg. Az anyag átlagban kissé limonitos, de helyenként erőteljesebb feldúsulások jelennek meg. 1 méternél függőlegesen álló lapos kavicsot találtunk (20. kép). Érdekességnek és nagyon fontos tényezőnek számít, ugyanis ilyen jelenség vízi környezetben történő, lassú-nyugodt leülepedésnél nem fordulhat elő. Legvalószínűbb ok az áthalmozódás.



20. kép. Függőlegesen álló lapos kavics a rétegben. Fotó: Szeberényi J.

A kavicsanyagra összességében jellemző még, hogy az alsó rész limonitos és közepesen illetve erősen kötött állapotban van. A felső rész lazább megjelenése nagy valószínűséggel a talajosodásnak és a bolygatottságnak köszönhető. A „Békás-1” és a „Békás-2” feltárások alapján összességében elmondható, hogy az itt megjelenő kavicsok rendezetlen megjelenése zagyüledékre, illetve áthalmozott anyagra enged következtetni. Ezt támasztja alá az 1 méter mélyen talált függőleges helyzetű lapos nagyméretű kavics is. A Békás-hegyről és a Török-hegyről lepusztult kavicsok, a köztük elterülő lapos sík (szántóföldi) részen halmozódtak fel. (41. ábra). Ezt az áthalmozott kavicsstakarót hordja el a deráziós völgyekben meginduló anyagvándorlás.



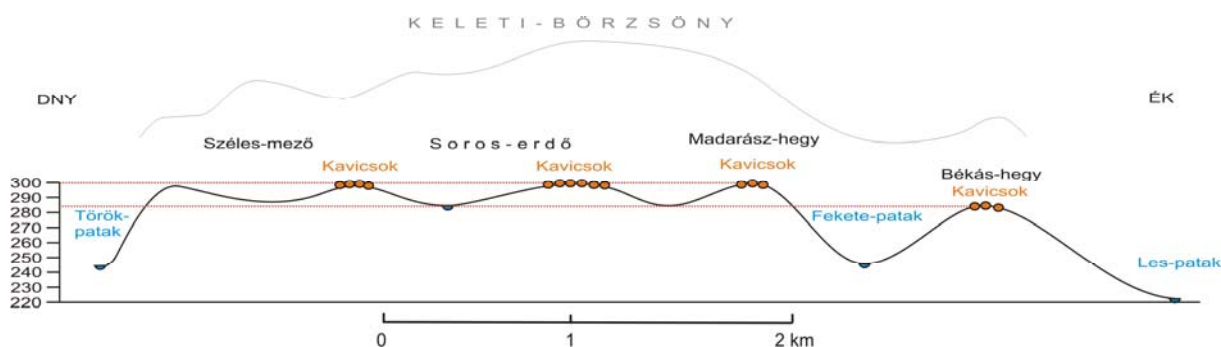
41. ábra A kavicsok fekvésének valószínűsített felszíne (két feltárás alapján). Készítette: Szeberényi J. A szelvény vonalvezetése a 34. ábra látható. Jelmagyarázat: 1= homok, 2 = kavicsok, 3 = vulkáni kőzetek.

A petrográfiai vizsgálatok alapján JÓZSA SÁNDOR (ex verbis) az északi rész kavicsainak következő összegzését adta. A két lelőhely kőzetanyaga nagy százalékban egyértelmű hasonlóságot mutat. Főként a gránitok, metahomokkövek, breccsák, grafitos kőzetek, kloritos kvarcitok (Békás-hegyen breccsában) megjelenése, egyedi jellegzetességei mutatják ezt. A Soros-erdőnél felsorolt egyéb kőzetek egy része, bár kis szemcseméretben voltak láthatók, szintén besorolhatók a rokonítható kőzetek közé amennyiben azoknak csak egy kis kiterjedésű részével mutatnak hasonlóságot, de így önállóan esetleg más név adható nekik. Ilyenek pl. a Soros-erdőnél a gránátos biotitpala, a különböző kvarcitok, csillámpalák. Vannak azonban lényeges különbségek is. Egyes különlegesebb kőzetfajták, mint az andaluzit-, sillimanit-, kloritoid tartalmú kőzetek csak a Soros-erdő anyagában mutatkoztak meg nagy mennyiségben. A Békás-hegyen is vannak, ha kisebb számban is egyedi megjelenésű kőzetfajták (pl. trachit/látit). Ezek a különbségek azonban betudhatók részben az összlet változékonyságának ilyen távolság esetén. További hasonlóságként kell megemlíteni a kavicsszemek nagymértékű töredezettségét (100 kavicsszemből 80-85 törött), illetve az egész darabok gömbölyöttségét.

A kavicsok lehetséges eredetére a vizsgálatok jelen állásánál annyit lehet mondani, hogy nem helyi anyag hanem messziről jött. A két fő lehetséges forrásterület (Ősdunai eredetnél főleg az Alpok és a Cseh Masszívum, É-i származás esetén pedig egyes Felvidéki metamorf területek) szolgáltathattak hasonló megjelenésű kavicsanyagot földtani felépítésük részleges hasonlósága, vagy a kopási szelektálási folyamatok miatt. Mindamellet mindkét esetben lehetnek és vannak is olyan különleges, csak az adott területen megjelenő kőzetfajták, vagy kőzettani jellegzetességek, amelyek nagyszámú aprószemcsés kavicsanyag részletes vizsgálatával egyértelműen felismerhetők, azonosíthatók. A vékonycsiszolatosan is jól ismert pleisztocén dunai törmelékanyaggal egyértelműen rokonítható kőzetet a vizsgált mintákban nem találtam, bár a dunai összletet az újonnan alkalmazott aprószemcse csiszolatos módszerrel még nem vizsgáltuk. Az északi területek hasonló kőzeteinek, vagy a biztosan onnan származó törmelékanyagok petrográfiai vizsgálata is elengedhetetlen az onnani szállítás bizonyításához.

Petrográfiai vizsgálatok alapján megállapítható, hogy olyan távoli területekről származó kavicsokról van szó, amely nem keveredett helyi (börzsönyi) eredetű vulkanikus kőzetekkel. Erre a területre sem a trachit, sem a riolit nem jellemző, így ezek a kőzetek is minden bizonnyal más hegységekből érkeztek. Ugyanakkor láthattuk, hogy az üledékösszletben helyi eredetű vulkáni kőzetnek nincs nyoma, még a minden bizonnyal

áthalmozódott kavicsoknak sem, melyet a Békás-2 feltárásban láthattunk. Ez azt jelenti, hogy ez az áthalmozódás rövidtávú lehetett, minden bizonnyal csak helyben történt meg.



42. ábra A kutatási terület északi részének metszete a kavicsok elhelyezkedésének szemléltetésére. A szelvény vonalvezetése a 34. ábra látható. Készítette: Szeberényi J.

A teljes terület geomorfológiájának figyelembe vételekor (42. ábra). látható, hogy a Békás-hegy és környezetében lévő kavicsok a Soros-erdő (290–300 méter tszf.) kavicsaihoz képest kb. 10–15 méterrel van alacsonyabban. A két terület közé vágódik be a Fekete-patak és hozta létre a Madarász-hegyet, illetve magát a Békás-hegyet. Ez utóbbit azonban nem csak ez erodálja, hanem a másik oldalon megjelenő Les-patak is. Ezért lehetnek ezek a kavicsok „helyben áthalmozott” helyzetben annak ellenére, hogy szerves részét képezik a Soros-erdő kavicsainak.



21. kép. Tipikus „éles kavics” a Békás-hegy környezetében. Fotó: Szeberényi J.

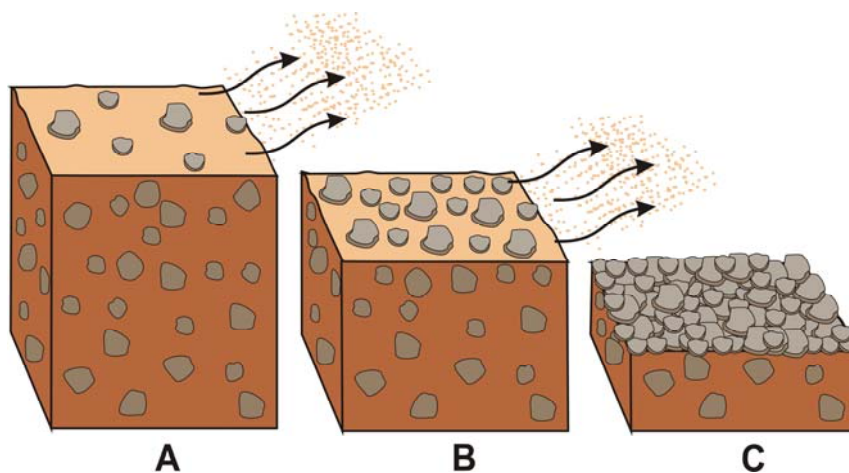


22. kép. „Éles kavics” a Namíb-sivatagban. A kép webhelye: <http://www.hentiesbaytourism.com>

A Délkeleti-Börzsöny északi részén található kvarcitok egynemű és irányítatlan apró szemcséi hosszú időn keresztül sem teszik lehetővé a szelektív mállást, így ezek nagyon jól ellenállnak a mállási folyamatoknak. Ez a nagy ellenálló képesség teszi lehetővé, hogy a

kavicsok felületén korábban kialakult nyomok hosszú ideig megmaradhatnak. Ilyen jellegzetességek például azok a szélfújás nyomok, melyekből nagyon sokat találunk a Békás-hegy környezetében (21. kép). Az éles kavicsok, vagy dreikanterek napjainkban a sivatagok kőzeteinek felületét jellemzi (22. kép).

A kősvatagokban található kavics maradéktakarók (*desert pavement*) jellemzője, hogy a homok és az annál kisebb szemcseméret-tartomány – fejlettségtől függően – egyáltalán nem, vagy csak alárendelten jelenik meg a mátrixban (COOKE R.U. – WARREN A. 1973). A maradéktakarók kialakulásának elmélete (BAGNOLD R. A. 1941) szerint a defláció által a nagyobb kőzetdarabok és kavicsok közül kifújta max. 3-5 mm méretű szemcsék (agyag-, kőzetliszt- és homok) után csak az ennél nagyobbak maradnak ott (43. ábra). SUMMERFIELD (1991) szerint a felszínt fedő kavicsok védőhatása miatt a teljesen kifejtett maradéktakaró is gyakran tartalmaz némi homokot, a kifújás sohasem tökéletes.



43. ábra A desert pavement kialakulása. BAGNOLD R. A. (1941) definíciója alapján az ábrát készítette: Szeberényi J.

A kősvatagok egyik legjellegzetesebb képződménye a „sivatagi máz”. Ilyeneket találunk például Mogyoródon (SCHWEITZER F.–SZÖÖR GY. 1992), Bozsokon és Rezin (VARGA G.–FÁBIÁN SZ. Á.–KOVÁCS J. 2003) is. A jelenség tehát a Kárpát-medencében ismert, azonban a kutatási terület északi részén található, eredeti településű kavicstakaróinak szél által formázott darabjairól ez hiányzik. A máz hiánya miatt JÁMBOR Á. (2002) véleménye szerint ezek a pleisztocén hideg, száraz, rendkívül széles éghajlati szakaszaiban keletkezhetett. A kavicsok szél által formált jellege mindenképpen erősen arid környezetet, fedetlen felszínt és szél által szállított apró szemcséket feltételez.

A Soros-erdő és a Békás-hegy környezetétől kissé délkeletre, de ugyanebben a magasságban is vannak kavicsok, bár jóval erodáltabb állapotban. Ezek a kutatási terület keleti részén, a Kő-hegy és Nagyhársas-hegy közötti nyereg, illetve a Magyarkúttól keletre

emelkedő Magas-hegy között találhatók. Ezek az egyes hegyek lejtőoldain és tetőhelyzetben lévő sík felszínein a fentiekben tárgyaltakhoz képest nem takaró, vagy foltok formájában vannak jelen, hanem csak szórványokként.



23. kép. Összegyűjtött szórványkavicsok a Csapás-hegy tetőfelszínéről. Fotó: Szeberényi J.

24. kép. Óriás kvarcit kavicstöredék a Csapás-hegy tetőfelszínén. Fotó: Szeberényi J.

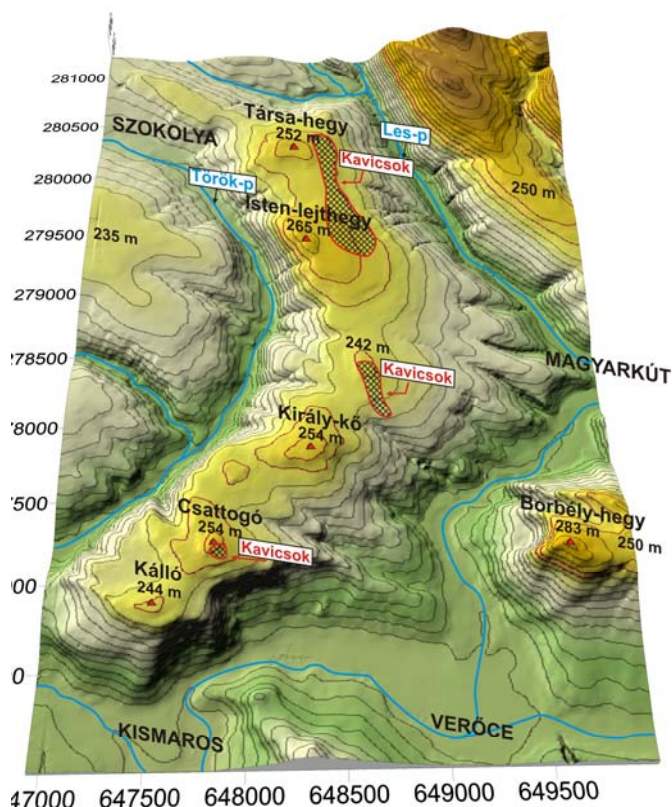
E miatt részletesebb vizsgálatok nem végezhetők el, csak a felszínen található kavicsokat összegyűjtve lehet általános következtetéseket levonni. Ezek alapján elmondható, hogy túlnyomórészt kvarcit és kvarckavicsok mellett alárendelten gneisz és kavicsos homokkő jelenik meg. A kisszámú minta összetételében nem különbözik a Soros-erdő és a Békás-hegy környezetében talált kavicsokhoz. További kapcsolatot mutat a töredezett kavicszemek nagy százaléka és a helyenként felismerhető szélfújás nyomok is. A terepbejárás során szintén törött állapotú 32×15×15 cm-es óriás kvarcit kavicsra bukkantam (24. kép.), melyhez hasonlóak a Soros-erdő és a Békás-hegy környezetében vannak. A lelőhely 295–305 méter tszf.-en található, amely megegyezik a Széles-mező és Soros-erdő eredeti településű kavicsainak magasságával. A felsorolt hasonlóságok alapján az északi és a keleti kavics-előfordulások között kapcsolatot feltételezek.

Egy másik kavics-előfordulás a kutatási terület középső részén található. A Szokolyai-medence központi részén, egy 4,5–5 km hosszú, észak-déli irányban elnyújtott, karéjos megjelenésű dombhát (Társas-hegy – Isten-lejthegey – Király-kő – Csattogó – Kálló) található (

44. ábra). A dombháton egymástól 500–800 méterre elhelyezkedő kiemelkedések között alig van különbség (244–265 méter tszf.), illetve a kiemelkedések között lévő lapos nyeregfelszínek sem mennek 235 méter tszf. alá. A nyeregfelszínek kialakulásáért a hátravágódó vízmosások és deráziós völgyek felelősek, amelyek a korábban egységes, síkot enyhén hullámos felszínné alakították.

A dombháton több helyen is található kvarc és metamorf kavicsok. Ezek általában egy-egy kavicszem, vagy szórvány formájában jelennek meg. Ilyenek a Kállón

tetőhelyzetben lévő kavicsdarabok (25. kép), vagy az Isten-lejthegy és a Társa-hegy enyhén keletre lejtő felszínén elhintett kavicszemek (26. kép). A terület legfontosabb kavics-előfordulása azonban a dombhát közepén, legmélyebbre ereszkedő nyeregszerű lealacsonyodásának felszínén található (27. és 28. kép, 45. ábra). Ez Magyarkút községtől 1-1,5 km-re nyugati irányban kb. 240 méter tszf. magasságban található.



44. ábra A Török-patak és a Les-patak által kipreparált dombhát. Készítette: Szeberényi J.



25. kép. Tetőhelyzetben lévő homokkő és kvarcit kavicszemek a Kálló-hegyen. Fotó: Szeberényi J.



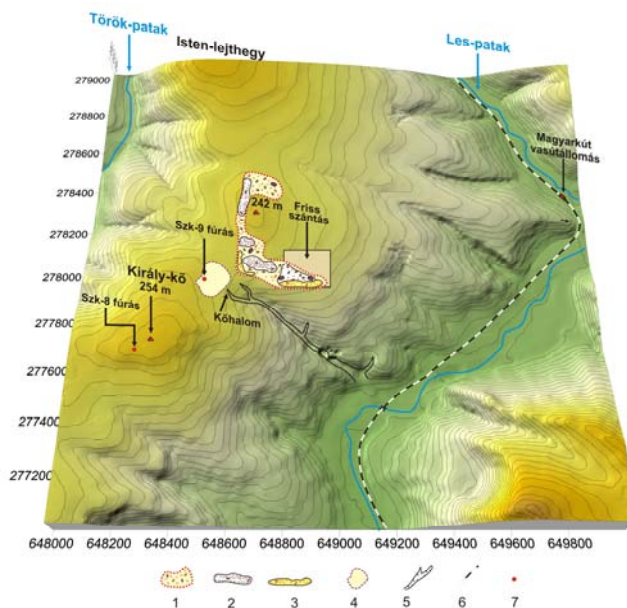
26. kép. Lejtőoldali helyzetben lévő kavicszemek az Isten-lejthegy oldalában (Kb. 15-20 m²-ről összegyűjtve) Fotó: Szeberényi J.



27. kép. A kavicstakaró aprókavicsai. Fotó: Szeberényi J.

28. kép. A kavicstakaró 10-20 cm átmérőjű kavicsai. Fotó: Szeberényi J.

A Király-kő és az Isten-lejthegy közti terület egy 230–235 m körüli, közel sík, nyereg-szerűen lealacsonyodó térszín, melynek közepén egy környezetéből kissé kiemelkedő részen (242 m) figyelhető meg. Ezt körülölelve találhatók a kavicsok kb. 500 méter hosszú és 300 méter széles, „L” alakú foltban (45. ábra).



45. ábra A vizsgált kavicstakaró elhelyezkedése. Készítette: Szeberényi J.

Jelmagyarázat: 1= a kavicstakaró teljes kiterjedése kvarcit- és andezit kavicsokkal, 2= kvarcit és más metamorf kavicsok besűrűsödése, 3= andezitkavicsok besűrűsödése, 4= a köhalom feltárás kőzetdarabjainak és kavicsainak feltételezett eredeti helye, 5= a fekűt feltáró vízmosás, 6= Vác-Balassagyarmat vasútvonal, 7= térképező fűrésok.

29. kép. Köhalom a vízmosás déli ágának végében. Pirossal a kvarc és metamorf eredetű kavicsokat karikáztam be. Fotó: Szeberényi J.

Az eredeti kavicstakaró maradványa a környező vízmosások és a Les-patak völgyének irányába mozog. A kavicsfolt legnagyobb vastagsága az Szék-9 fűrés alapján 2-2,5 méter. Meg kell említeni azt az előfordulást (kötőanyag nélküli köhalom) is, mely a kavicsfolttól délre, a

vízmosás völgyfőjénél található. (29. kép). Ennek 95-97 %-a andezit, 3-5 %-a kvarc és metamorf kavicsdarabok. A kőhalom kiterjedése kb. 30×10 méter. Az itt található andezitek mérete és koptatottsága erősen változó. A kőhalom mezőgazdaságilag művelt terület mellett van. Ez a körülmény és a kötőanyag teljes hiánya is arra utal, hogy a felhalmozódást minden valószínűség szerint emberek hozták létre, mikor az általuk művelés alá vont területekről egy kupacba hordták ezeket a kőzetdarabokat. Ebből következően az eredeti helyzetük a dombhát lapos felszínén lévő, megművelt területen feltételezhetők. Mindkét lelőhely kvarc és metamorf kavicsai általában töröttek, de minden esetben erősen koptatottak, gömbölyítettek, néhány darabon szélfújás nyomok figyelhetők meg.

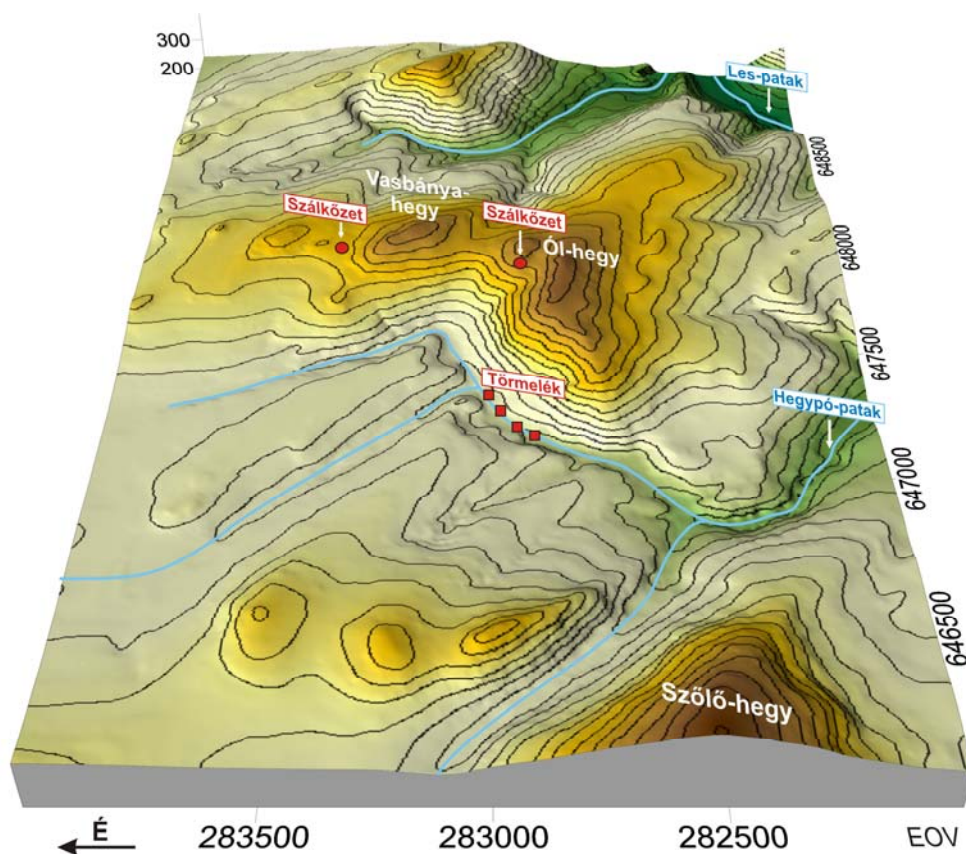
A fekűt a Szk-8 és Szk-9 fúrások tárták fel. A rétegsorokból látható, hogy a karéjosan elnyúló dombhát alsóbb régiójában szürke andezit lapillitufa, a felsőbb régiókban, elsősorban a tetőfelszíneken zöldes és lilás színezetű agglomerátumos andezittufa jellemző. Ezek törmelékes maradványai találhatók meg a kavicsok közé keveredve, ami helyben történő áthalmozódást feltételez.

A kavicsok között találtam három, egymástól független helyen, első pillantásra az eddigiektől teljesen eltérő, rozsdabarna kőzetdarabot, mely ütés hatására üveges csengésű, szilánkosan, éles peremekkel törik. A törési felületek ívelt futásúak, a törések mentén zsírfényű felület ismerhető fel (30. kép). Ezek a tulajdonságok a vulkáni meleg vizes forrásokból származó kőzetekre jellemző. NAGY B. (1983) leírásából tudjuk, hogy a Vasbánya-hegy környékén – légvonalban 1,5-2 km-re északra –, a Börzsönyi vulkanizmus gejzír-aktivitásából származó limonitos forrásüledék található. A Vasbánya-hegy elnevezése is éppen ezek a limonitos forrásüledékek meglétére és bányászatára utalnak, amely munkálatokat TAKÁTS S. (1902) leírásai alapján az 1720-as években kezdtek meg. SCHLEICHER A. (1953) korábbi térképvázlata az 1921. évi kutatások során feltárt lelőhelyeket mutatja Szokolya-huta (ma Királyrét) környezetében. A térképen jelölt lelőhelyek közül három esik az Ól-hegy – Vasbánya-hegy területére. Terepbejárásom során megtaláltam az egyik kőzet-előfordulást, amely korábban vasércbányaként is működött (31. kép). Ez 351 méteres tszf. magasságban található.



30. kép. A Szokolyai-medence kavicsai között talált vasas hévforrás-üledék. Fotó: Szeberényi J.

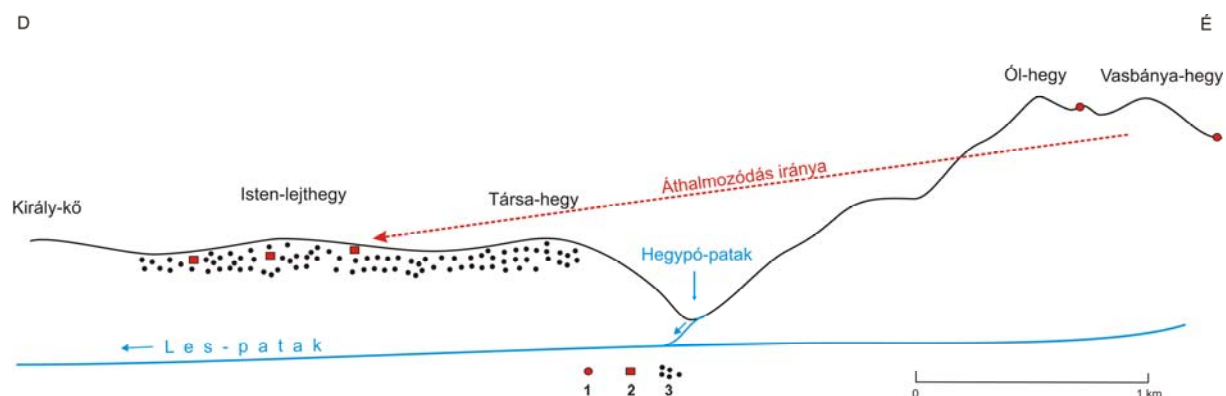
31. kép. SCHLEICHER A. (1953) és NAGY B. (1983) leírása alapján felkeresett lelőhely. Fotó: Szeberényi J.



46. ábra. A vasas üledékek előfordulásai. Készítette: Szeberényi J.

A másik lelőhely PRAKFALVI P. (2009) kutatásai alapján a Vasbánya-hegy északi oldalán 327 méteres tszf. magasságban található. A térkép alapján az Ól-hegy nyugati részén

jelölt harmadik lelőhelyet nem találtam meg, de az ide bevágódó Hegypó-patak medrében törmelékes előfordulással találkoztam (46. ábra). A kavicsok áthalmozott állapotú takarói és takaró-foszlányai tehát a Szokolyai-medence középső részén, a Király-kő – Isten-lejthegy – Társa-hegy lapos felszínű dombhátán van. Ebben találhatók meg a vasas hévforrás-üledékek kavicsokhoz hasonlóan áthalmozott darabjai is. A vasas üledékek eredeti településben ettől északra találhatók, ezért minden valószínűség szerint a kavicsok áthalmozódása is ebből az irányból történhetett (47. ábra). Az ábrán jól látható az is, hogy az eredeti és az áthalmozott előfordulásokat a Hegypó-patak alsó szakaszán – közvetlenül a Les-patak torkolata előtti szakaszon – mélyített völgy választja el. Az áthalmozás idejére ebből következtetéseket vonhatunk le, ugyanis magának a folyamatnak a völgy bevágódása előtt kellett megtörténnie. Ez pedig minden valószínűség szerint a pleisztocén (a jelenlegi vízhálózat kialakulása) előtt volt.



47. ábra. A Szokolyai-medence kavicsainak áthalmozódási iránya a vasas hévforrás-üledékek eredeti helyzete alapján. Készítette: Szeberényi J.

Jelmagyarázat: 1= vasas üledékek szállközetei, 2=vasas üledékek áthalmozott darabjai, 3= áthalmozott kavics takaró.

A Délkeleti-Börzsöny idős kavicsainak összefoglalásaként elmondható, hogy eredeti településben lévő előfordulások 290–310 tszfm. magasságú felszíneken, az északi részen és a keleti részen, áthalmozott előfordulása 240–270 tszfm.-en, a középső részen van. A keleti részen csak szórványokkal találkozhatunk, de a többi helyen nagy vastagságban (2–3 méter) feltárható és mintázható formában találhatók meg. Az eredeti előfordulások petrográfiai vizsgálata alapján ezek egyazon anyag, lineáris erózió által elválasztott darabjai. Erre utal az óriáskavicsok és a töredezett kavicsok nagy százaléka is. Az északi és a keleti részeken lévő előfordulásokra jellemző felületi bélyeg a szélfújás nyomok is, amelyek egy korábbi növényzettől mentes, erős szélnek sokáig kitett állapotot feltételez. Ezek feltehetően pliocén

meleg-száraz, vagy a pleisztocén hideg-száraz szeles időszakaiban keletkezhettek. A kavicsok SCHWEITZER F. (2013) hipotézise szerint egy feltételezett, a Szokolyai-medence felől érkező ösfolyó üledékei lehetnek.

A kavicsok áthalmozott állapotú takarói és takaró-foszlányai a Szokolyai-medence középső részén, völgyek által „szigetté preparált” tetőfelszíni helyzetben vannak. Anyagában hasonlít a magasabb helyzetű kavicstakarókhoz, minden valószínűség szerint onnan halmozódhatott át, de még a völgyek bevágódása előtt. Az áthalmozódás iránya a vasas hévforrás-üledék darabok alapján északról (Soros-erdő és Széles-mező) dél felé valószínűsíthető.

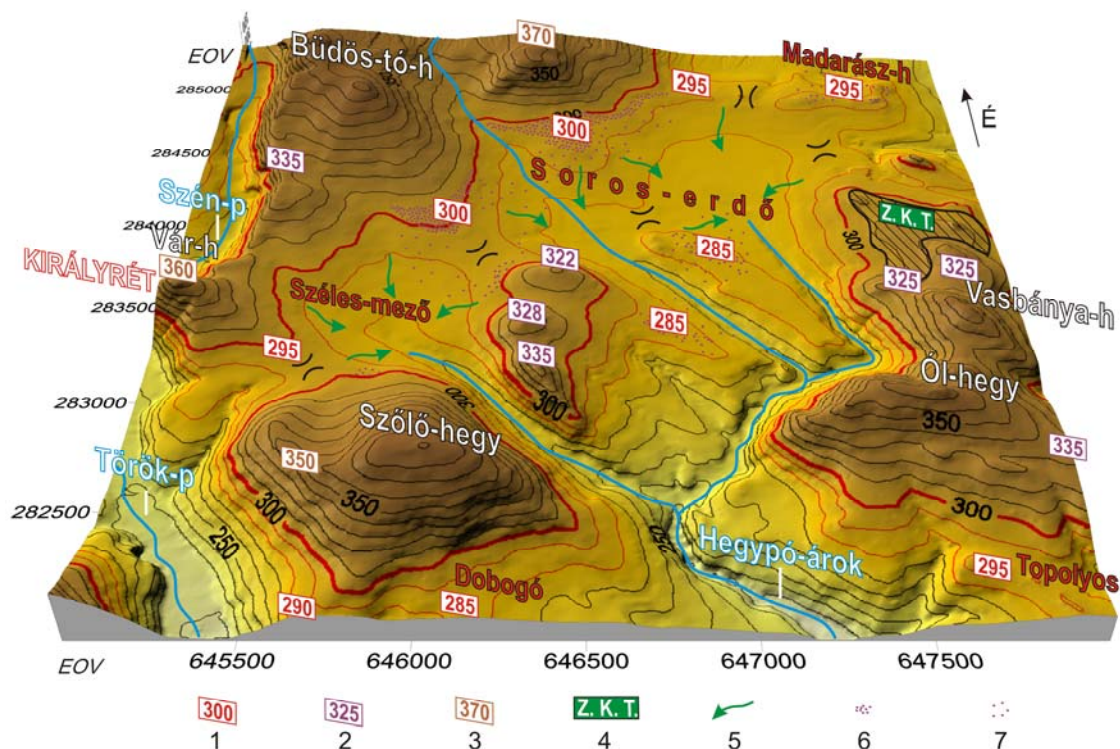
8.6. Maradványfelszínek bemutatása

A geoinformatikai és statisztikai analízis kimutatta, hogy a magasabb helyzetű felszínek 240–270, 290–310, 320–340 és 350–370 méteres tengerszint feletti magasságban trendszerűen jelennek meg. A négy markáns szint közül háromhoz Rákosi Mészkö és idős kavics-előfordulások kapcsolhatók, melyek a legtöbb esetben nagyon jó állapotban maradtak meg.

8.6.1. Az idős kavicsokkal fedett 290–310 méter magasságú felszínek és környezetük

Az idős kavicsok a kutatási terület északi részén (Széles-mező – Soros-erdő – Madarász-hegy) maradtak meg a legjobb állapotban. A délnyugat-északkelet irányú, 1,5–2 km hosszú és 0,5–1 km széles területet északról a Keleti-Börzsönyhöz tartozó királyréti Vár-hegy és Büdös-tó-hegy határolja, délről pedig a Szőlő-hegy és az Ól-hegy – Vasbánya-hegy csoportja (48. ábra.). A Hegypó-patak és mellékágai (rajzolatuk alapján) az Ól-hegy – Szőlő-hegy – Vasbánya-hegy szorosában tektonikus vonalak által irányítottan alakulhatott ki. A főág maga a Hegypó-patak, mely a Keleti-Börzsönyből érkezve a Les-patakba torkollik. Két mellékága valójában időszakos vízelvezető medrek, amelyek fejlődésük során még nem jutottak túl kutatási a területen. A vízfolyások a Széles-mező és a Soros-erdő területén, három különálló, $\approx 0,5 \text{ km}^2$ területű, 20–25 m relatív mélységű tál alakú mélyedést alakítottak ki. Ezek közül a középső állandó vízfolyáshoz kapcsolódó eróziós-deráziós völgyként, a másik kettő időszakos vizekhez kapcsolódó deráziós völgyfőként jelenik meg. A formákat a patak és mellékágai hozták létre (48. ábra, 5-ös jel), az eredeti délnyugat-északkelet tengelyirányú (jelenleg ≈ 300 méter tszf. magasságú), korábban egyenletes felszínű hegyközi térszínből. A

hegyközi térszín SCHWEITZER F. (2013) elmélete szerint egy korábbi Szokolyai-medence felől ösfolyó völgyének erodált maradványa lehet.



48. ábra. A Széles-mező – Soros-erdő – Madarász-hegy területe. Készítette: Szeberényi J.
Jelmagyarázat: 1 = eredeti 290–310 méter tszf. magasságú felszínmaradványok és azok erodáltabb részei; 2 = idősebb felszínmaradványok (320–340 méter tszf.); 3 = idősebb felszínmaradványok (350–370 méter tszf.); 4 = Zárt Katonai Terület; 5 = az erózió és derázio általi kipucolódás iránya; 6 = kavicstakaró eredeti településben; 7 = a kavicstakaró lemosódó, elszórt maradványai.

A hegyköz peremein – a derázios völgyfők és az eróziós-derázios völgy fölött – hossz tengely irányában, 290–310 méteres tengerszint feletti magasságban megtalálható a hegyköz eredeti felszínének maradványai. Ezeket jelzik a korábban már bemutatott eredeti településű kavicstakarók feltárásai is. A területen természetesen vannak átmeneti formák is. Ilyenek azok az erózió által többé-kevésbé már elroncsolt felszínek, amelyek jellemzően 285–290 méter tszf.-en találhatók. Jó példa erre a Madarász-hegy erodált tetőfelszíne, amely a délnyugat-északkelet tengelyirányú forma-együttest zárja. Összességében tehát a bemutatott terület egység, egy patakok által „kitakarított”, egykor egybefüggő, közel sík felszínű hegyközi térszínként értelmezhető. Ennek eredeti darabjai 290–310 méteren vannak a Keleti-Börzsöny és a Szokolyai-medence északi peremhegyeinek lábainál, a terület középső részen erózió által formált domborzati elemek láthatók.

A hegyközi térszín egykori felszínének legalacsonyabb részeihez lankásabb lejtőkkel kapcsolódva jelenik meg a geoinformatikai-statisztikai módszerekkel is kimutatott 320–340

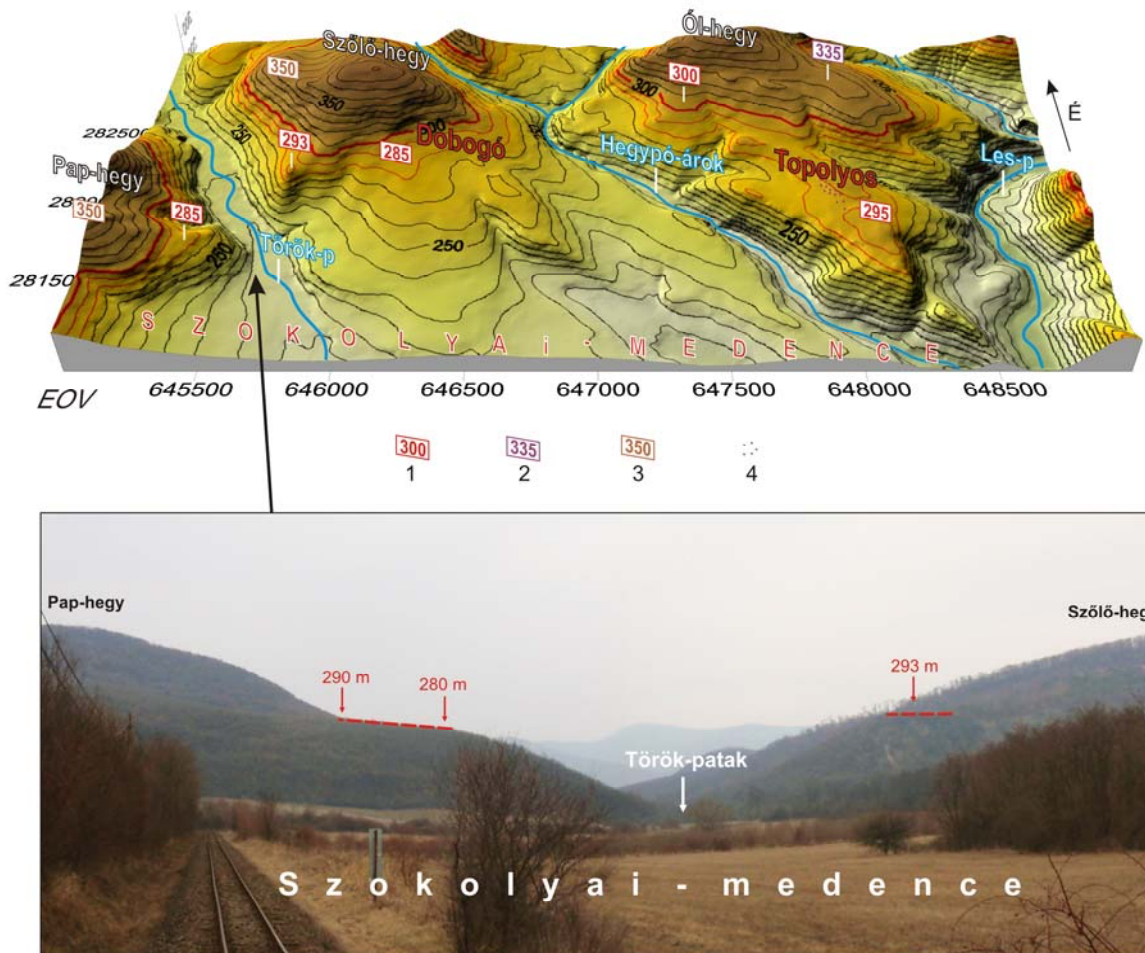
méter magas korábbi felszín maradványformái. Ilyenek találhatók a Büdös-tó-hegy és a Vár-hegy között, a Vasbánya-hegy északi előterében, illetve a Széles-mező és a Soros-erdő depressziója közé ékelődő, tagolt maradványfelszín esetében is. Ez utóbbi a korábbi 320–340 méteres hegyláb felszínét a patakok leválasztották a Szőlő-hegy és az Ól-hegy északi előteréről. A Vasbánya-hegy északi lejtőin, az idősebb felszínek alatt szintén található egy 200 méter széles felszín. Ez egy korábbi laktanya (ma is Zárt Katonai Terület), így a domborzat erősen bolygatott, elplanírozott állapotban van. Ez a felszín részben, vagy egészében antropogén eredetű, tehát jelen dolgozat tárgya szempontjából ez nem minősíthető releváns maradványfelszínként. Ugyanitt kell megjegyezni azonban, hogy NAGY B. (1983) az itteni vasérc-lelőhelyet gejzírit forrásüledékként azonosította. A forrásüledékek pedig mindig valamely domborzat felszínét jelölik, ahol a forró vizekből kiváló üledék forráskúpot alakít ki. NAGY B. (1983) eredményei alapján tehát a 327 méter tszf.-en található vasas gejzírit-előfordulás geomorfológiai szintet jelez.

Ugyanilyen vasas kőzet lelőhely van az Ól-hegy és Vasbánya-hegy csúcsai között 351 méteren. Ezt a geomorfológiai szintet geoinformatikai-statisztikai módszerekkel is lehatároltam és maradványfelszíneit kimutattam. Ezek a maradványfelszínek láthatóan meredekebb lejtőkkel kapcsolódnak az alattuk fekvő domborzati elemekhez.

A Magas- és a Keleti-Börzsönyben eredő vízfolyások (Török- és a Hegypó-patak) az északi peremhegyeket átvágva, meredek falú völgyoszorosokon keresztül érkeznek a Szokolyai-medencébe (49. ábra). Az Ól-hegy déli – Szokolyai-medencére néző – előtere a Topolyos. A Hegypó- és a Les-patak völgyei által határolt és kifaragott hegyláb felszín erodált maradványa 290 és 300 méter között van. Az Ól-hegy fentebb tárgyalt északi előterével részben a magassági elhelyezkedés, részben pedig a helyenként elszórva található kavicsmaradványok mutatnak kapcsolatot. A patakok által kipreparált hegyláb felszín meredek oldalakkal emelkedik a völgytalpak fölé.

A Topolyos felett megjelenik egy másik, ennél kisebb kiterjedésű, de határozottan körvonalazható sík is. Ez 330–335 méteres tszf. magasságban van. A két egymás felett megjelenő síkot hegyláb lépcsőkként lehet értelmezni, melyek az Ól-hegy oldalát tagolják. A Szőlő-hegy déli oldalában megjelenő hegyláb felszín-maradvány (Dobogó) az előzőnél erodáltabb állapotban van. Ennek felszínén nem találtam kavicsokat, így csak a formája és magassági elhelyezkedése alapján azonosítható. A Pap-hegy és a Szőlő-hegy korábbi elegyengetett hegyláb felszíneinek maradványait a Török-patak eróziós tevékenysége alakította. A Szőlő-hegy és Pap-hegy szorosából kilépő Török-patak jelentős mértékben

erodálta a hegyláb felszínét, de a hegyekhez tapadva jól láthatóan meg vannak ezek maradványai (32. kép).

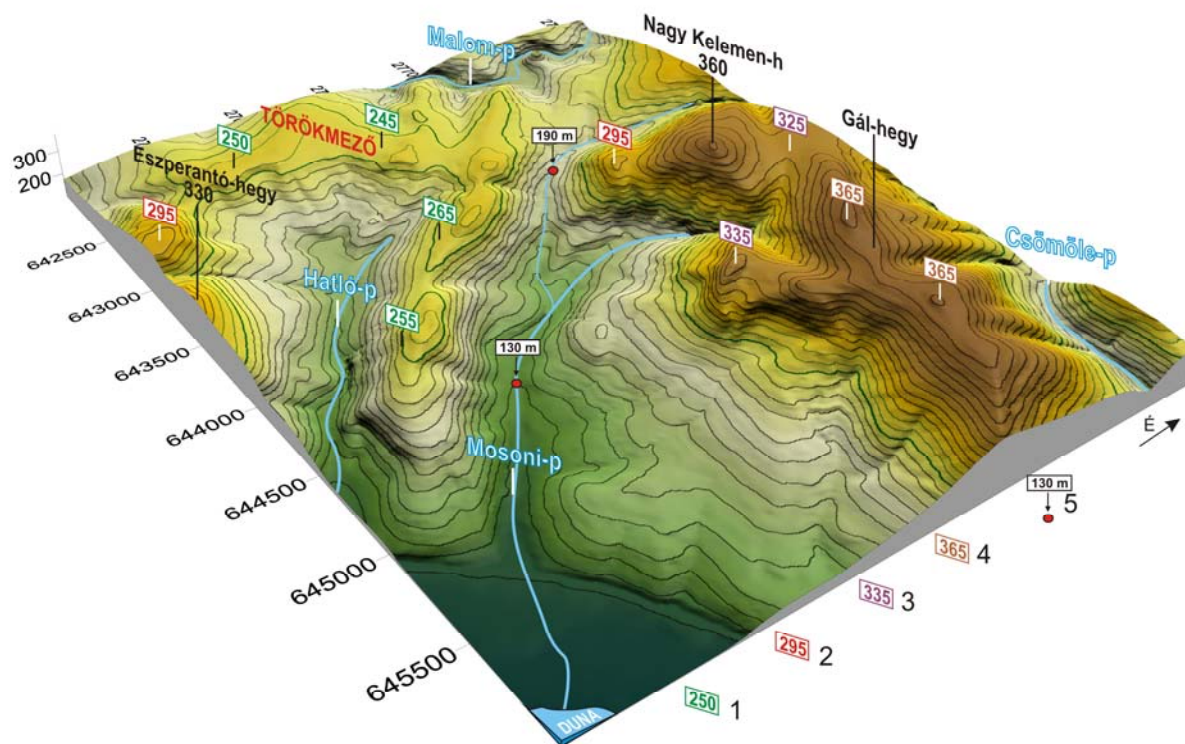


49. ábra. A Szokolyai-medence északi pereme. Készítette: Szeberényi J. Benne: 32. kép. A Török-patak áttörése a Szokolyai-medencéből fényképezve. Fotó: Szeberényi J.
Jelmagyarázat: 1 = eredeti 290–310 méter tszf. felszínmaradványok és azok erodáltabb maradványai, 2 = idősebb felszínmaradványok (320–340 méter tszf.); 3 = idősebb felszínmaradványok (350–370 méter tszf.), 4 = a kavicsstakaró lemosódó, elszórt maradványai.

8.6.2. A Rákosi mészkővel fedett 240-270 méter magasságú felszínek és környezetük

A geoinformatikai-statisztikai módszerekkel leválogatott felszínek 240–270 méteres kategóriájának típuspéldájaként Törökmező környékét lehet említeni (50. ábra). Ez a Gál-hegy és az Eszperantó-hegy által határolt, $\approx 1,5 \times 1,5$ km-es, kiegyenlített felszínű hegyközi térszín, melyet a patakok folyamatosan erodálnak. A hegyközi térszín eredeti felszínének nyugati peremén fut a zebegényi Malom-patak. A felszín legintenzívebb erózióját a Hatlópatak végzi, mely a Duna felől visszavágódva erőteljesen pusztítja. A korábbi hegyközi térszín északi oldalán a Mosoni-patak vágja völgyét a felszínbe. A völgytalp Törökmező

környékén 60–70 méter, a völgytorkolatnál pedig már 120 méter mély a hegyközi térszín eredeti felszínéhez képest. A két mért pont között másfél kilométer van. Ez jól illusztrálja a geoinformatikai-statisztikai vizsgálati módszer eredményét, mely szerint a magasabb helyzetű felszínek nem követik a jelenlegi patakok völgytalpának esésgörbéjét.



50. ábra Törökmező környezetében megjelenő magasabb helyzetű felszínmaradványok. Készítette: Szeberényi J. Jelmagyarázat: 1 = 240–270 méter tszf. felszínmaradványok, 2 = 295–300 méter tszf. felszínmaradványok, 3 = idősebb felszínmaradványok (320–335 méter tszf.); 4= idősebb felszínmaradványok (350–370 méter tszf.), 5= 240-270 es felszínmaradványok völgytalpra vetített pontjai és azok tengerszint feletti magassága.

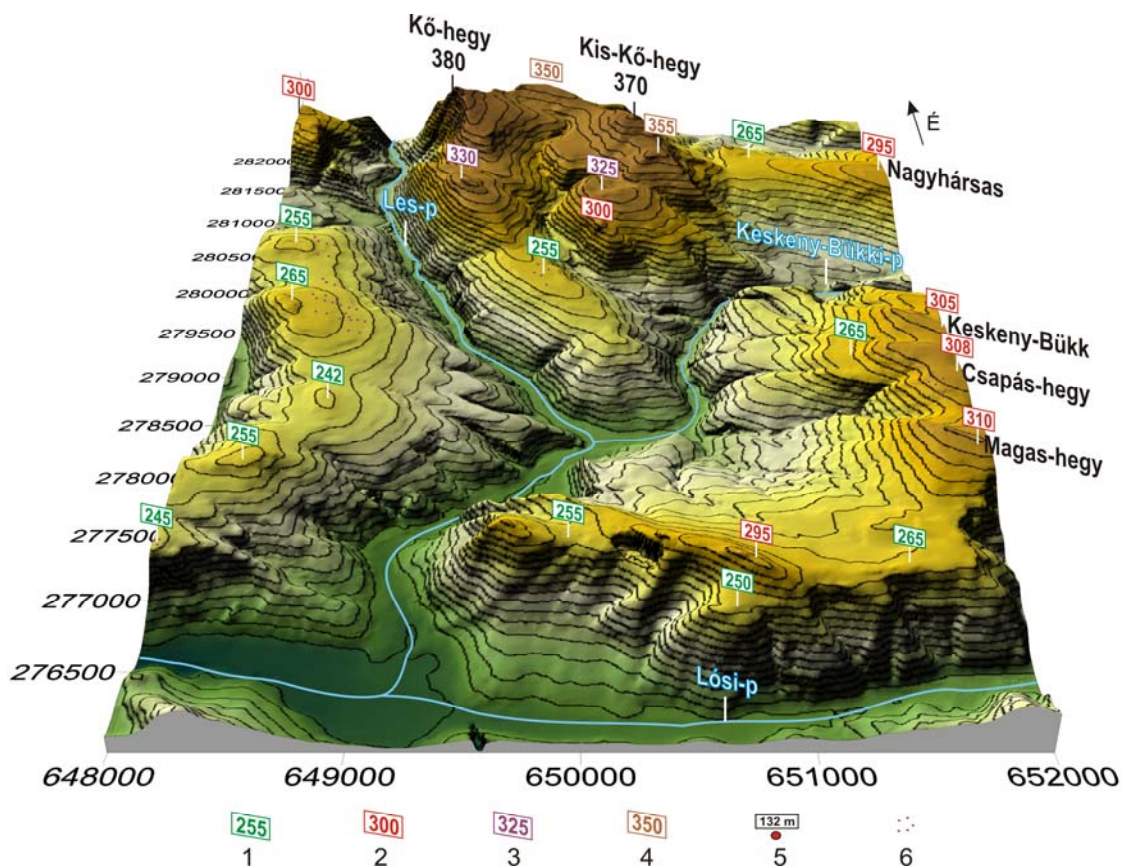
Ebből következik, hogy a felszínek a patakoknál korábbi képződmények. A hegyközi térszín kiegyenlített felszínét lajtamészkő borítja, így ezt az egykori bádeni tenger színűjeként kell értelmezni. A Törökmező környezetének kiegyenlített felszínét északról és délről meredeken emelkedő hegyoldalak szegélyezik. Az északi oldalon a Gál-hegy és Nagy Kelemen-hegy csoportja magasodik. Ez alkotja a Szokolyai-medence délnyugati peremhegyeit és képezi a Duna közvetlen vízválasztóját. A hegyközi térszín déli oldalán az Eszperantó-hegy emelkedik, amely már a geológiai és vulkánszerkezeti értelemben a Visegrádi-hegységhez tartozó Szent Mihály-hegy csoportjának része. Mindkét oldalon megjelenik a korábban megismert 290–310 méteres felszín maradványa, de a Gál-hegy tetőrégiójában találunk példát a 320–340 és a 350–370 méteres magasabb helyzetű felszínekre is.

8.6.3. A maradványfelszínek egymáshoz való viszonya

A Gál-hegy és a Hosszú-bérc között a geoinformatikai módszerekkel azonosított maradványfelszínek egymás felett, három különböző szintben jelennek meg. A Gál-hegy – Nagy Kelemen-hegy – Hosszú-bérc 360–370 méteres tetőfelszínei képezik a legmagasabb szinteket. Ez alatt jelenik meg a 320–340 méteres maradványfelszín sorozat. Legjobban tanulmányozható felszínpárosa a 325 m és 329 m megjelenő sík felületek, melyek a Gál-hegy és a Nagy Kelemen-hegy között terülnek el. Ide tartozik a Nacsapéreg 334 méteres csúcsa is, amelyet a Csömöle-patak választott le a Gál-hegy testéről. Jól rekonstruálható egy korábbi állapot, amelyen a három hegytető között ilyen magasságban elterülő egységes, enyhén hullámos hegylábi előtér volt. A 290–310 méter közötti maradványfelszínek is megmutatkoznak, melyek északról, délről és nyugatról szegélyezik az imént bemutatott hegylábfelszín-maradványokat. Az északi és a keleti rész ugyanilyen magasságú felszíneitől eltérően itt nem találtam kavicsokat.

A maradványfelszínek négy, egymás alatt megjelenő sorozatát a kutatási terület keleti oldalán lehet bemutatni (51. ábra). A Szokolyai-medence bádeni tenger visszahúzódása után kialakult felszíne 240–270 méter magasán egy észak-déli kiterjedésű, lapos felszínű karéjos formamaradvány, a Les-patak völgyének jobb oldalán. Jól megfigyelhető, hogy az egykori felszín a patak völgy bal oldalán folytatódik. A 240–270 méteres felszíneken sok helyen lemosódott kavicsok elroncsolt takarói maradtak meg. Ezek áttelepített helyzetét jól mutatják a kavicsok között talált vasas hévforrásüledékek, Ól-hegy és a Vasbánya-hegy oldalából származó darabjai.

A felszínt keletről a Nagyhársas – Keskeny-Bükk – Csapás-hegy – Magas-hegy határolja, melyek tetőfelszíneit már a 290–310 méteres magasságban lévő hegylábfelszín maradványok képezik. A legszemléletesebb a Borbély-hegytől keletre található 295 méteres tetőfelszín, amelyet három irányból vesz körül 250–260 méteres maradványfelszín. A hegyláblépcsők egymás feletti sorozataira pedig a Kő-hegy és a Kis-Kő-hegy csoportjának déli oldalában látunk példát.



51. ábra A magasabb helyzetű felszínek egymáshoz viszonyított elhelyezkedése a kutatási terület keleti oldalán.

Készítette: Szeberényi J.

Jelmagyarázat: 1 = 240–270 méter tszf. felszínmaradványok, 2 = 290–300 méter tszf. felszínmaradványok, 3 = Idősebb felszínmaradványok (320–335 méter tszf.); 4 = Idősebb felszínmaradványok (350–370 méter tszf.), 5 = A felszín völgytalpra vetített pontja és annak tengerszint feletti magassága, 6 = Kavicszórványok.

Itt kell néhány mondatban visszautalni a kavicsüledékek vizsgálatánál megállapított tényre, miszerint a kutatási terület keleti részének kavicsai jóval erodáltabb állapotban vannak, mint az északi részen. Ennek oka, hogy a keleti rész a lineáris erózió által sokkal inkább roncsolt terület, míg az északi rész ilyen értelemben „védettebb” helyzetben van. Ez könnyen megfigyelhető a 48. ábra és az 51. ábra összehasonlításával. A Hegypó-patak 20-25 méter mélyen vág csak az eredeti településű kavicsstakaró alá, míg a keleti részen, a Keskeny-Bükk-patak 150-160 méterrel is mélyebben van a kavicsok eredeti szintjéhez képest. Ez idézi elő a két terület közötti eróziós különbséget. Nagyon jól megfigyelhető a völgytalpak esésgörbéje és a felszínmaradványok közötti kapcsolat is (51. ábra). A Les-patak több mint 6,5 kilométeres szakasza 190 méteres méter tszf. magasságról 115 méterre csökken. A Nagyhársas és a Kis Kő-hegy közötti 265 méteres felszínmaradvány 75 méteres relatív magasságban van a völgytalp felett, a terület déli részén ez már 140 méter. Ebből látható,

hogy a maradványfelszínek sorozata nem követi a völgytalpak esésgörbáját, tehát kialakulásuk egymástól független.

8.7. A patakteraszok bemutatása

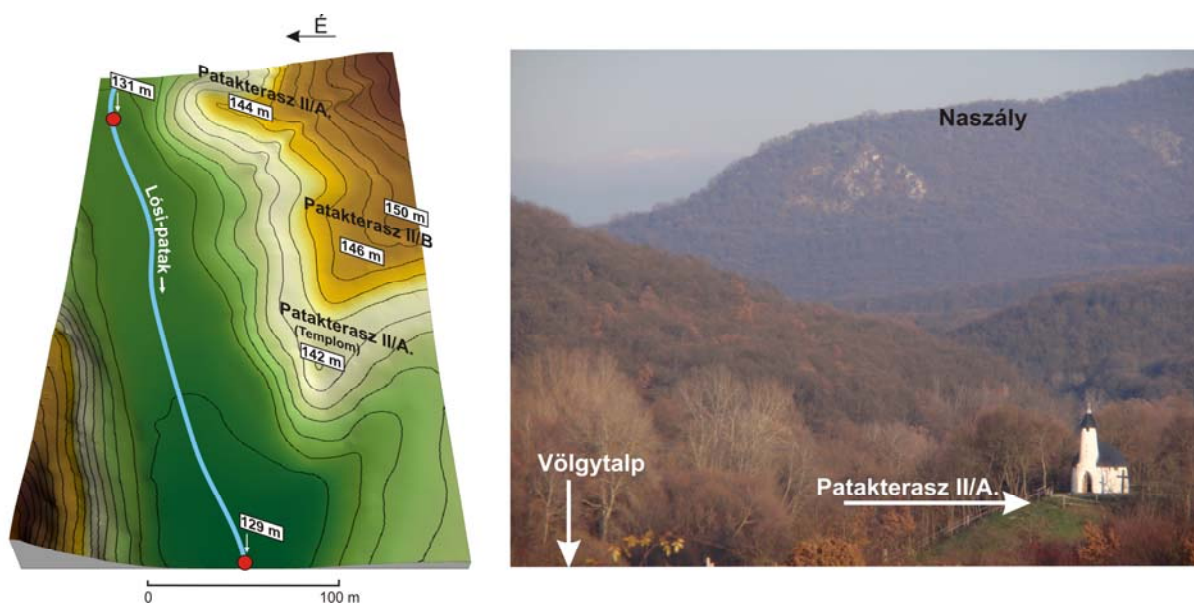
A geoinformatikai és statisztikai analízis kimutatta, hogy az alacsonyabb helyzetű maradványfelszínek 10-40 és 60–70 méteres relatív magasságban trendszerűen jelennek meg. A Visegrádi-szoros geomorfológiai szintjeivel történt összevetés megállapította, hogy a 10-40 méteres intervallum a három legfiatalabb teraszhoz kapcsolódik, de az egyes szinteket a kis magasságkülönbség miatt nem lehet pontosan kimutatni. Az alábbiakban olyan példákat mutatok be, amelyek igazolják, hogy az egyes alacsony helyzetű felszínek a dunai teraszok magasságában vannak. A maradványfelszínek típusait bemutató fejezetben leírt terasz típusok közül mindegyikre találunk számos példát a kutatási területen.

8.7.1. A Délkeleti-Börzsöny patakteraszainak alapvető formái

A patakok völgytalpa felett lejtőpihenők, völgyvállak formájában megjelenő patakteraszokra az egyik legjellemzőbb példa a Lósi-patak völgyében található. A Fenyves-hegy észak felé lefutó lejtőjének kipreparált formáiról beszélünk, ahol a szerencsés helyzetből fakadóan egymás felett is megmaradtak a legfiatalabb teraszok. (52. ábra, 33. kép). A példa esetében 14–15 méteren és felette 18–22 méter között látható a patakterasz síkja. Ez a II/A és a II/B teraszok magassága.

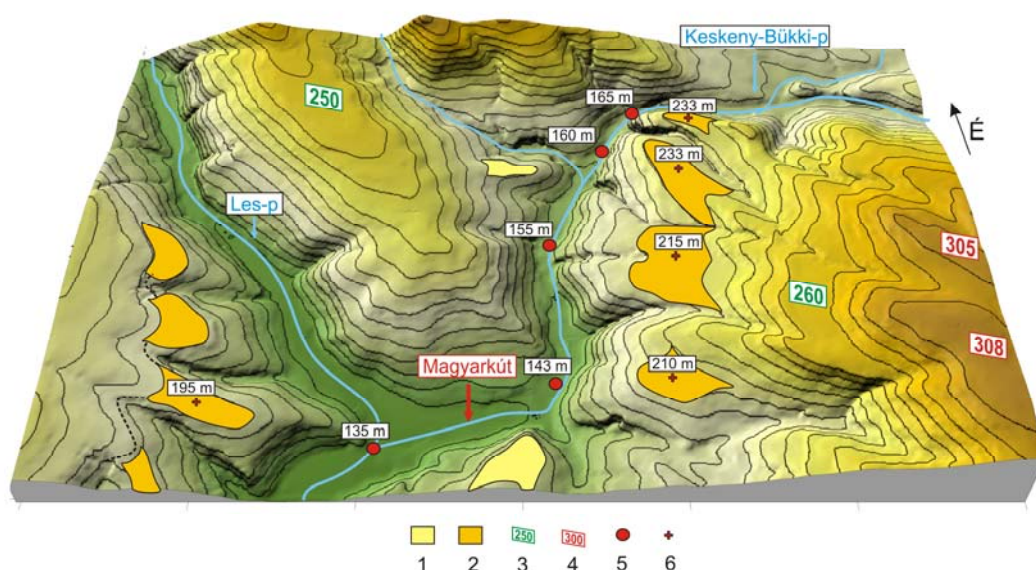
A II/B feletti alacsony teraszokhoz kapcsolódó szintek Magyarkút környékén figyelhetők meg (53. ábra). A Keskeny-Bükk és a Csapás-hegy a 290-310 méteres szintet képviseli, amelyek alatt a 240–270 méter tszf.-en megjelenő, korábban egybefüggő felszínek maradványai láthatók. Mindkét patak völgyoldalában 200–500 méter széles felszíndarab preparálódott ki. A patakteraszok magassági- és a völgytalpra vetített pontjai minden esetben 60–70 méteres viszonylagos magasságot mutatnak.

A Keskeny-Bükki-patak völgytalpának esése a teraszokkal kísért szakaszon több, mint 20 méter, ami visszatükröződik a III. terasz magasságában lévő, feldarabolt felszínek magasság-csökkenésében is.



52. ábra A II/A-hoz és a II/B-hez igazodó patakteraszok a Lósi-patak völgyében. (vázlat: 2 méteres szintvonal közökkel) Készítette: Szeberényi J.

33. kép. A II/A-hoz igazodó patakterasz a Lósi-patak völgyében. Fotó: Szeberényi J.



53. ábra. Magyarkút környékén megjelenő III. teraszok szintje és az alatta lévő 30–40 méteres szint. (10 méteres szintvonal-közökkel) Készítette: Szeberényi J.

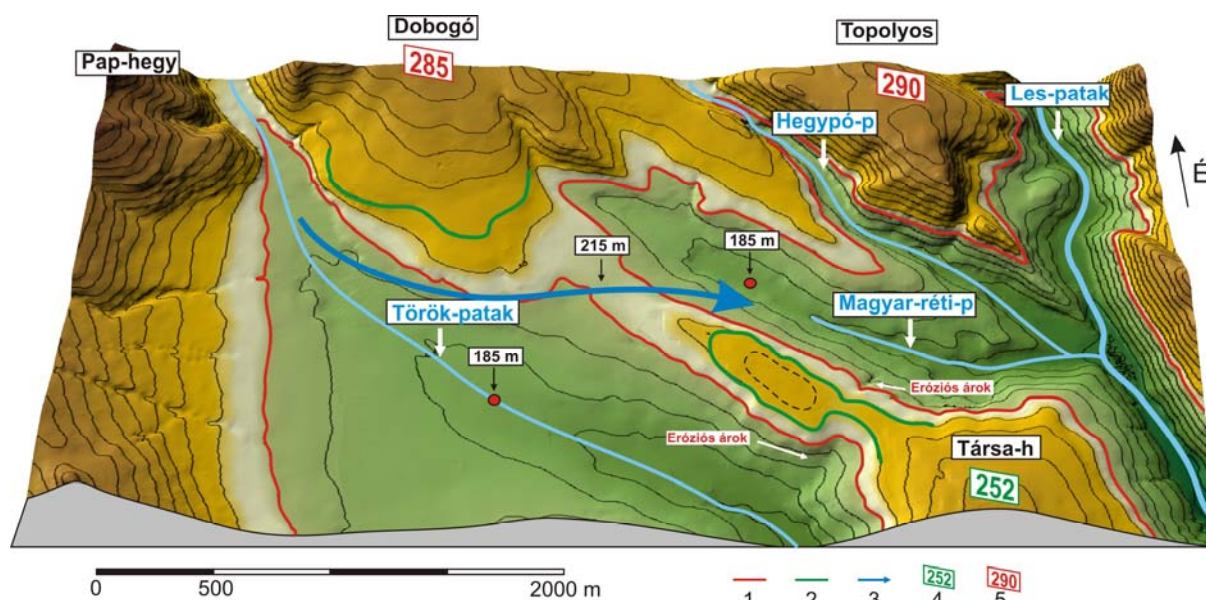
Jelmagyarázat: 1 = 30–40 méteres szint 2 = III. terasz, 3 = 240–270 méteres (magas helyzetű) felszínek, 4 = 290–310 méteres (magas helyzetű) felszínek, 5 = a patakteraszok völgytalpra vetített pontja, 6 = a patakteraszok magassági pontja.

A Les-patak esetében is megfigyelhető egy nagyon minimális magasságcsökkenés, de a völgytalp rendkívül kismértékű lejtése miatt ez alig tér el a vízszintestől. Ha közvetve is, de ez támasztja alá völgytalp esésgörbéjének követését, ugyanis itt egymás mellett tanulmányozható egy meredekebb és egy laposabb völgytalp kb. 1 kilométer hosszú

szakaszának teraszos völgyoldala, amelyek esetében éppen a várt eredmény látható, nevezetesen a kisebb lejtésű völgytalp esetén kisebb lejtésű a völgyoldalban húzódó patakterasz-sorozat is.

8.7.2. Elhagyott patakmedrek mint korábbi vízrajzi átjárók a Délkeleti-Börzsöny területén

A Szokolyai-medence északi részére a medence peremhegyeit áttörve érkeznek a patakok. A Pap-hegy és a Szőlő-hegy között lép be a Török-patak, a Szőlő-hegy és az Öl-hegy között a Hegypó-patak, az Öl-hegy és a Kő-hegy között pedig a Les-patak. A jelenlegi vízfolyások között meg kell említeni a Magyar-réti-patakot is, amely itt ered, majd a Hegypó-patakkal egyesülve csatlakozik a Les-patakhoz.



54. ábra Korábbi vízrajzi kapcsolat a Török-patak völgye és a Les-völgy között (vázlat).
(10 méteres szintvonal közökkel) Készítette: Szeberényi J.

Jelmagyarázat: 1 = A 210 méteres szintvonal 2 = Korábbi felszínmaradvány, 3 = A Török-patak egykori iránya a Les-völgy felé, 4 = 240–270 méter tszf. magasságú felszín, 5 = 290–310 méter tszf. magasságú felszín.

A Les-völgy a kutatási terület legidősebb völgye, amely lokális erózióbázisként funkcionált. Ezt támasztja alá az is, hogy a kutatási terület bármelyik nyugat-keleti metszetét megrajzolva, a legmélyebb pont minden esetben a Les-patak völgytalpán található. Az egykori medencealjzatot a patakhálózat felszabdalta, ezért napjainkban ez több darabban van meg. Ilyenek a Dobogó és a Társa-hegy is, amelyek között egy valamivel kb. két kilométer hosszú és 300 méter széles, északnyugat-délkelet tengelyirányú, nyeregyszerűen lealacsonyodó felszín található (54. ábra).

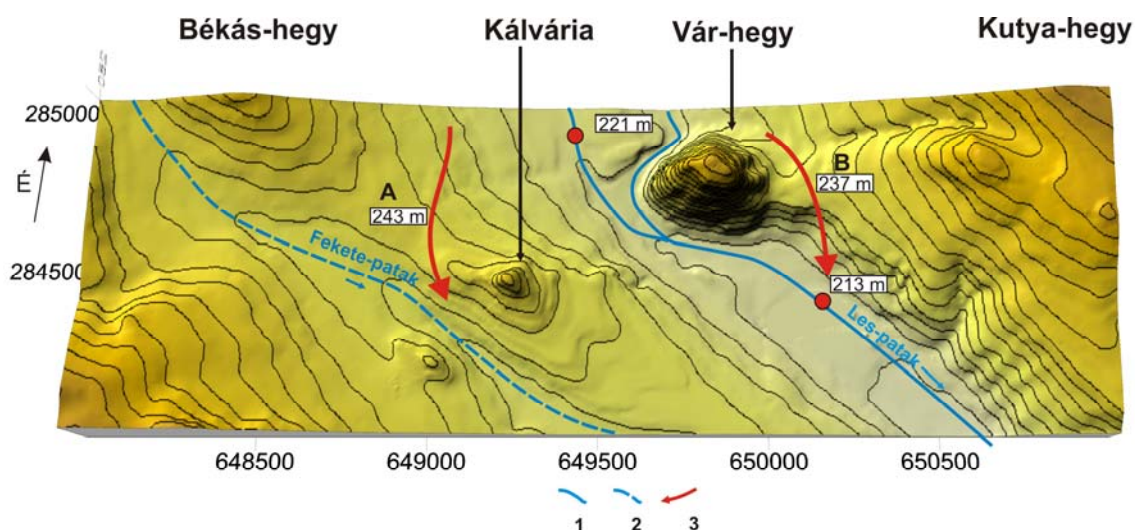
A forma a Les-patak és a Török-patak vízvásztójának legkeskenyebb és legalacsonyabb szakasza. A felszínforma geomorfológiai jellegzetessége, hogy délkeleti részén, közvetlenül a Társa-hegy tövében mindkét oldalról eróziós árkok támadják meg, amelyek így létrehozták a felszínforma legkeskenyebb (kb. 50–100 m széles) részét. Törvényszerűen az eróziós árkok által támadott legkeskenyebb résznek kellene legalacsonyabbnak is lennie, de ez itt nem így alakult ki. A vízvásztó felszín egy másik helyen 215 méteres tengerszint feletti magasságig alacsonyodik le, ahol nem található sem szembeötlő vonalas eróziós tevékenység, sem számottevő elkeskenyedés. Ennek ellenére itt található a legalacsonyabb rész, mintegy 4-500 méter hosszú és 200 méter széles felszínrészlet formájában. Ha a lealacsonyodást nem a felszínforma kialakulása utáni eróziós tevékenység hozta létre, akkor ennek korábban kellett kialakulnia, valószínűleg még a Török- és a Magyar-réti-patak völgyének bevágódása előtt. A 54. ábra jól mutatja azt is, hogy a 215 méter tszf.-en lévő vízvásztó felszín két oldalán bevágódó völgyek mélysége szinte tökéletesen megegyezik, vagyis olyan formáról van szó, amelynek két oldalán egyazon ütemben zajlott a völgybevágódás.

A forma kialakulására üledékföldtani bizonyítékok hiányában véleményem szerint csak feltételezésekbe lehet bocsátkozni. Ezek alapján azt gondolom, hogy ez egy korábbi vízrajzi átjáró lehetett, amely valószínűleg a Szokolyai-medencéből a Les-völgy irányába folyó vizeket vezette le, köztük a Török-patak vizét is. Ezt a feltételezett vízfolyást később, egy dél felől hátravágódó völgy (a Török-patak jelenlegi völgye) lefejezhette. Amennyiben a feltételezés megállja a helyét, akkor az esemény hatására gyökeresen megváltozott a Szokolyai-medence vízrendszere, ugyanis a Les-patak ide eső vízgyűjtőjét a „frissen” létrejött Török-patak alsó szakasza elhódította, vagyis a Délkeleti-Börzsöny vízgyűjtő területe két részre vált szét.

A lefejezés időpontjára az elhagyott vízrajzi átjáró relatív magasságából lehet következtetni, amely napjainkban 30 méterrel van a patak völgytalpa felett. Ez a viszonylagos magasság azt jelenti, hogy a Duna felett 30–40 méteres relatív magasságban található felszín kialakulása idején még funkcionálisan működött. Az utána bekövetkező hideg-száraz időszak során a vízhiány lépett fel, majd a II/B mérsékelt meleg-nedves szakaszban megtörtént a lefejezés.

A vízvásztók közti korábbi vízrajzi átjárókra egy másik példa a nógrádi Vár-hegy környezetében látható. Ez a Les-patak és az ideiglenes vízfolyásnak számító Fekete-patak

vízválasztójának 243 méter tszf.-re lealacsonyodó része, a Békás-hegy és a Kálvária között (55. ábra „A” felszín).



55. ábra Patakok folyásirány-változásaival magyarázható, elhagyott patakmedrek, 5 méteres szintközökkel ábrázolva. Készítette: Szeberényi J.

Jelmagyarázat: 1 = jelenlegi állandó vízü patakmeder, 2 = jelenlegi időszakos vízfolyás, 3 = elhagyott vízrajzi átjáró. A = vízgyűjtőn belül maradó elhagyott völgyszakasz, B = vízgyűjtők közti vízválasztón megmaradt elhagyott völgyszakasz.

Ennek a Les-patak völgyére vetített pontja 220 méter tszf.-en van, amelynek 23 méteres relatív magassága a II/B terasz kialakulásának idejére valószínűsíti az egykori vízrajzi átjáró befejeződését. Ezzel a lineáris erózió kihantolta a 260 méter magas Kálvária-hegyet is, amely egy korábban eltemetett dácit dagadókúp volt. Ugyanitt látható a Keskeny-Bükki-patak völgyében tapasztaltakkal megegyező eset, ahol az elhagyott völgyszakasz nem képezett két vízgyűjtő között vízrajzi átjárót, ugyanis a patak medrének elhagyása után is vízgyűjtőn belül maradt. Ez látható a nógrádi Vár-hegy esetében is (55. ábra. „B” felszín). Itt is, a Kálvária-hegyhez hasonlóan, a Les-patak egy másik, korábban eltemetett helyzetben lévő vulkáni kúpot exhumált. Az elhagyott völgyszakasz talppontja és a jelenlegi völgytalpra vetített pont közti magasságkülönbség 24 méter. Ez a relatív magasság is a II/B terasz magasságának felel meg.

Ilyen valószínűsített vízrajzi átjárót a kutatási területen több helyen is találni a Les-, a Török,- és a Malom-patak völgyében is. Összesen 18 korábbi lefejezésből eredő vízfolyás-változást valószínűsíthető. Ezek között vannak vízgyűjtőn belüli és vízgyűjtők közötti egykori vízrajzi átjáró is.

8.8. A patakteraszok és a Duna-teraszok kapcsolata

A kutatási terület domborzatának Duna által vezérelt fejlődése szempontjából nagy hangsúlyt kap a Duna-teraszok és az azokhoz kapcsolódó patakteraszok egymással való párhuzamosíthatósága. A Délkeleti-Börzsöny patakjainak dunai torkolati szakaszai szépen megmutatják a két részterület egymással való kapcsolatát. Ezen a részen nem csak a patakok jelenlegi medrei kapcsolódnak a Dunához, hanem szerencsés helyzetüknél fogva a fiatal Duna-teraszok kialakulásának idejéből is megmaradt sok olyan geomorfológiai jellegzetesség, amely a Délkeleti-Börzsöny és a Duna-völgy vízrajzi összefüggéseinek kronológiájáról árulkodik.

8.8.1. A jelenlegi dunai árterek és a Délkeleti-Börzsöny völgytalpainak kapcsolata

A Délkeleti-Börzsöny patakteraszainak vizsgálatához először magasságuk alapján párhuzamosítani kell a vízfolyások torkolati szakaszán lévő maradványfelszíneket a Duna teraszaival. Ez alapján megismerhetők a két vízgyűjtő kapcsolódási pontjai és a Délkeleti-Börzsöny felszínei rögzíthetők a dunai teraszokhoz. A legtöbb információ természetesen mindig a legfiatalabb szintek esetében van, vagyis elsőként a dunai árterek és a patakmedrek és völgytalpak viszonyát kell megismerni.



34. kép. A Török- és a Les-patak egyesített vízfolyása a dunai torkolat előtt a folyó magasárterébe 2,5-3 méter mélyen vágódik be. Fotó: Szeberényi J.

Elsőként a Les- és a Török-patak torkolati szakaszának jelenlegi körülményeit kell tisztázni. A Les- és a Török-patak egyesített medre közvetlenül a Migazzi-hegy nyugati

oldalánál érik el a Dunát. A patakmeder a hegy árnyékából 102–102,5 méteres tengerszint feletti magasságon lép ki a Duna ártéri területére. Itt a magasártér természetes felszíne 105 méteren található, ami azt jelenti, hogy a patak 2,5-3 méterre vágja bele magát a Duna által létrehozott felszínbe (34. kép).



35. kép. A Török-patak és a 2,5-3 méter magasan húzódó ártér Kismarosnál. Fotó: Szeberényi J.
36. kép. A Török-patak utolsó nagyobb áradása Szokolya és Kismaros között (2010. május). Fotó:
<http://borzsony938m.blog.hu>



37. kép. A 2,5 méteres szint (1) és a vasúti töltés szintje (2) Berkenye alatt. Fotó: www.panoramio.com
38. kép. Édesvízi mészkiválás a Nacsagromi-patak 2,5 méteres szintjén. Fotó: Szeberényi J.

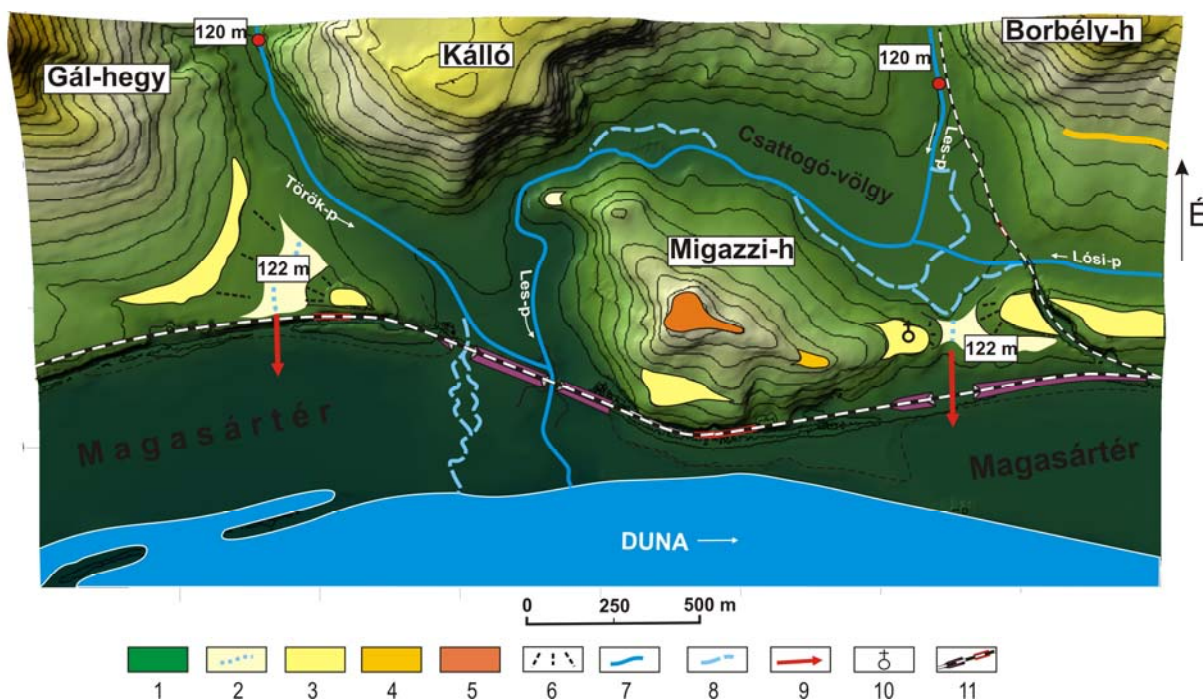
Ezt a geomorfológiai szintet a Les- és a Török-patak mentén is végig lehet követni (35. kép). Felmerülhet a kérdés, hogy a szóban forgó geomorfológiai szint ugyan a Duna magasárteréhez csatlakozik, de a patakok mentén már teraszként kell-e értelmezni. A 36. kép igazolja, hogy vannak olyan áradások a Börzsönyben, amelyek elöntik ezt a szintet. A legutolsó kettő 1999-ben és 2010-ben történt. Ezek alapján tehát a patakmeder felett 2,5-3 méteres viszonylagos magasságban lévő geomorfológiai szintet mindenképpen ártéri szintnek kell minősíteni. Fontos még az ártéri szinttel kapcsolatban megjegyezni, hogy a vízfolyás

felsőbb szakaszain ugyanígy megtalálható ugyanabba a mélységbe vágódva (37. kép), sőt a Les- és a Török-patakok mellékvizein is ugyanez a geomorfológiai szituáció áll fenn. Ezt a Nacsagromi-patakon lehet megfigyelni, ahol ez a szint egy meszes forrásból kiváló édesvízi mészkővel van beborítva (SZEBERÉNYI et al. 2013) (38. kép).

A megfigyelések alapján tehát elmondható, hogy a patakok jelenkori ártéri szintje geomorfológiailag determinált, a Duna magasártéri szintjéhez szervesen csatlakozik, és a bevágódás mértéke érvényes a kutatás teljes területére.

8.8.2. A dunai teraszok és a Délkeleti-Börzsöny patakteraszainak kapcsolata

A Török- és a Les-patak torkolati szakasza a 120 méteres szintvonaltól számítható (56. ábra). A patakok itt lépnek ki a Délkeleti-Börzsöny szűkebb völgyeiből és érkeznek meg a Duna-völgyet kísérő hegynyulat északi lábainál húzódó völgyszakaszra. Ez a vízfolyások tágabb értelemben vett „torkolatvidéke”.



56. ábra. A Les- és a Török-patak dunai „torkolatvidéke”. (5 méteres szintvonal közökkel)

Készítette: Szeberényi J.

Jelmagyarázat: 1 = dunai magasártér, 2 = a Duna II/B teraszához kapcsolódó egykori patak völgy, 3 = 30-40 méteres viszonylagos magasságú szint a Duna felett, 4 = a dunai III. terasz, 5 = a dunai IV. terasz, 6 = korábbi patak völgyek oldalajtói, 7 = jelenlegi patakmedrek, 8 = patakmedrek a II. katonai felmérés szerint, 9 = korábbi patak völgy vízrajzi iránya, 10 = verőcei katolikus templom, 11 = vasútvonal töltéssel és állomással.

A Les-patak a Kálló és a Borbély-hegy között érkezik a Les-völgyből, majd a Lósi-patakkal egyesülve derékszögben nyugatra fordul, a Csattogó-völgybe. Ezen keresztül a

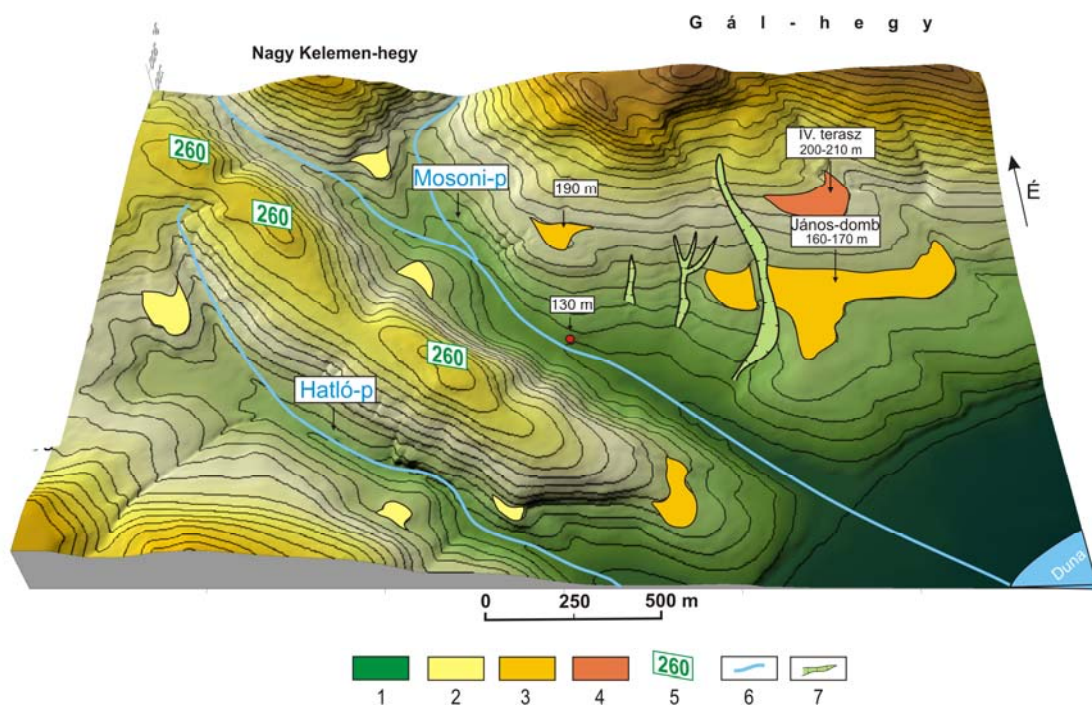
Migazzi-hegy mögött egy beszűkülő szoroson keresztül átvágja magát a Török-patak völgyébe. A két patak ezen a szakaszon szabályozott mederben folyik. A természetes állapotokat a II. katonai felmérés térképe alapján, az ábrán kék szaggatott vonallal jelöltem. Ha ezeket a vonalakat megfigyeljük a Migazzi-hegy keleti oldalán a Les- és a keletről érkező Lósi-patak is a II. katonai felmérés idejében jóval nagyobb kanyarral fordult nyugatnak. Az ábrán látható az is, hogy a korábbi fejezetben bemutatott, 30–40 méteres viszonylagos magasságban futó dunai terasz a verőcei katolikus templom és a vasúti bevágás között kb. 250–300 méter széles szakaszon 135 méter tszf. magasságról 122 méter tszf. magasságra alacsonyodik. Szembeötlő egybeesés, hogy ez a lealacsonyodás éppen, az észak-déli futású Les-völgy vonalának folytatásában van. Az is szépen látszik, hogy a szabályozás előtti meder vonala is erre irányul.

A kutatási terület egyik legérdekesebb része ez, ugyanis a Migazzi-hegy másik oldalán, a Gál-hegy lábánál szinte méterre pontosan ugyanez a geomorfológiai szituáció látható. A 30–40 méteres viszonylagos magasságban megjelenő felszín középső része 22 méteres relatív magasságúra alacsonyodik le, amelynek tengelye itt a Török-patak völgyének folytatásában van. A geomorfológiai helyzet értelmezéseként, az északról dél felé nyíló Les- és Török-patakok völgyeinek egyenes folytatásában két korábbi vízrajzi átjárót, illetve két korábbi dunai torkolatot kell feltételezni. A forma-együttes Duna magasártéri szintjének kialakulása során jött létre, amikor a folyó teljesen alámosta a partot.

A Duna jelenlegi „0” pontja feletti 23 méteres relatív magasság alapján ez a PÉCSI M. (1959) által meghatározott II/B terasz szintje. Ennek fényében arra a következtetésre kell jutni, hogy ezek az elhagyott patakmedrek a II/B dunai teraszhoz igazodnak. Ez azért nagyon érdekes, mert a Duna Nagymaros és Szék-hegy közötti szakaszán a részletes terepbejárás során sem akadtam a II/B terasz nyomaira sem kavicsok, sem geomorfológiai felszínek formájában. A kutatási terület dunai szakaszán a II/B teraszt tehát csak áttételesen, éppen a mellékpatakok által kialakított felszíneken keresztül lehet kimutatni.

A kutatási terület geomorfológiai különlegessége, hogy míg a jelenlegi ártéri és a fölötte közvetlenül megjelenő dunai teraszok viszonyát a Török- és a Les-patakok torkolatánál tanulmányozhatjuk, addig a III. terasz keletkezésekor kialakult pataktorkolat geomorfológiailag értelmezhető felszínei a Mosoni-patak mentén ismerhető fel. A III. terasz geomorfológiai szintjének Nagymaros alatti folyószakaszán megjelenő legelfogadottabb példája a Mosoni-patak által kettévágott felszínpáros (57. ábra).

Nagyobbik része a János-domb, mely a patak bal oldalán jelenik meg. Ennek tetején lévő kavicsokat PÉCSI M. (1959) dunai eredetűnek minősítette. A 60–70 méteres viszonylagos magasságban található felszíndarab folytatása a patak jobb partján található, mely a János-domb felszínénél jóval kisebb. A János-dombtól kb. 800 méterre északnyugati irányban, 190 tszf. magasságban található egy kisebb felszínmaradvány. Ha a felszíndarab felületéről a Mosoni-patak völgytalpára merőlegest állítunk, akkor látható ez éppen a 130 méteres szintvonalakat metszi. Ez azt jelenti, hogy a maradványfelszín a völgytalp szintje felett pontosan 60 méterrel helyezkedik el. A völgytalp lejtését figyelembe véve a geomorfológiai viszonyok alapján kijelenthető, hogy ez a maradványfelszín egykor összeköttetésben állt a János-domb felszínével. A kapcsolatot a Mosoni-patak bal oldalán, 118 és 130-as szintvonalak között található deráziós völgy fejlődése szakította meg. A János-domb és a hozzá tartozó felszínpár a Duna völgyéhez tartozik, amit a János-domb felszínén található kavicsok is igazolnak.



57. ábra. A Mosoni-patak dunai torkolati szakasza. (5 méteres szintvonal közökkel)

Készítette: Szeberényi József

Jelmagyarázat: 1 = dunai magasártér, 2 = 30-40 méteres viszonylagos magasságú szint a Duna felett, 3 = a dunai III. terasz, 4 = a dunai IV. terasz, 5 = az V. terasz szintje, 6 = Jelenlegi patakmedrek, 7 = a III. terasz szintjében megjelenő patakterasz maradványait pusztító eróziós-deráziós völgyek.

A Mosoni-patak völgyében található kis maradványfelszín azonban a geomorfológiai helyzetből következően nem lehet dunai eredetű, ugyanis ennek lehetőségét a Só-hegy és

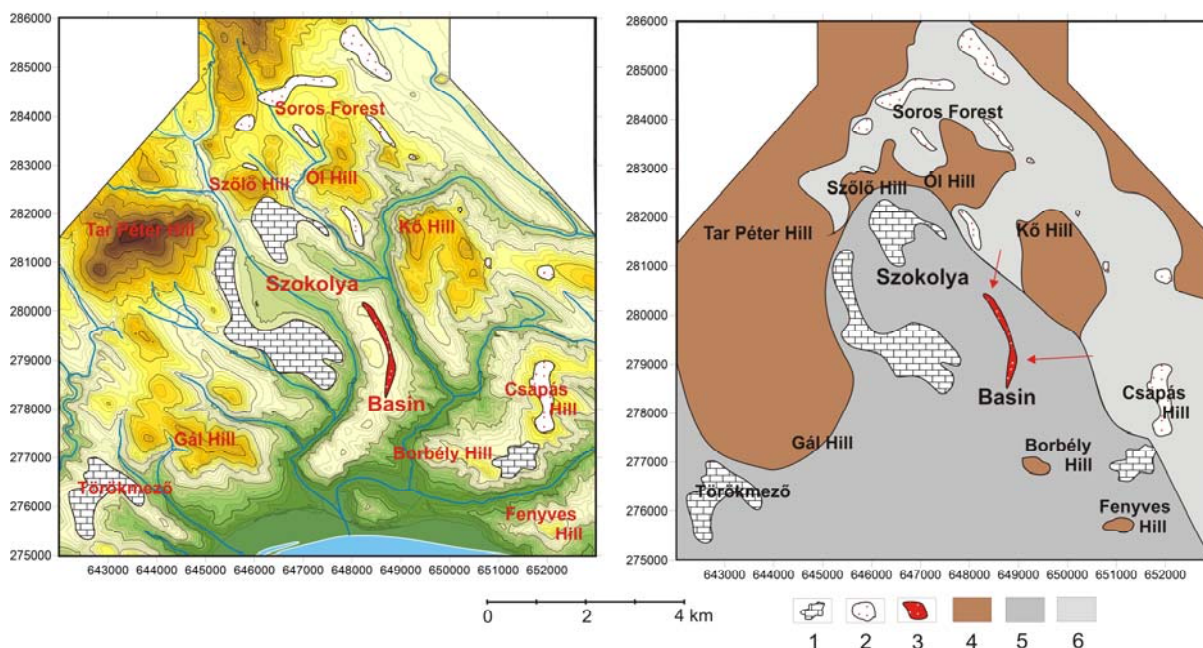
Törökmező között húzódó 260 méter magas tetősík megakadályozta volna. Minden valószínűség szerint a János-dombnak is csak a Duna felé eső része folyami eredetű, a patak völgyből felnyúló két eróziós völgy által kipreparált darabja, nagy valószínűséggel már a III. terasz kifejlődése idején keletkezett patakallúvium lehetett. Jól látszik tehát, hogy a Duna a III. terasz idején a jelenleginél jóval beljebb tolódott a Gál-hegy előterében. Az ábrán láthatók még a patak völgytalpa felett, 30–40 méteres viszonylagos magasságban megjelenő kisebb felszindarabok is, amelyek a Mosoni- és a Hatló-patak völgyében is szép kifejlődésben maradtak meg.

9. A kutatási terület ősdomborzati képe

A kutatási terület jelenlegi folyóhálózat előtti domborzatának rekonstrukciós vázlatát az eddigi eredmények alapján nagy vonalakban fel lehet vázolni. Ehhez az idős üledékekkel borított ősi felszínek korábbi kiterjedését és egymással való kapcsolatát kell megbecsülni. Az eltérő szintekben lévő, különböző típusú üledékek különböző eredetet feltételeznek. Az ezekből létrejött ősi domborzatot a szerkezeti mozgások, illetve a Visegrádi-szorosba érkező Duna és az ahhoz csatlakozó mellékpatakok felszabdalták. A rekonstrukcióhoz ezért ezeket a tényezőket kell elsősorban figyelembe venni.

9.1. Üledékföldtani és tektonikai jellemzők

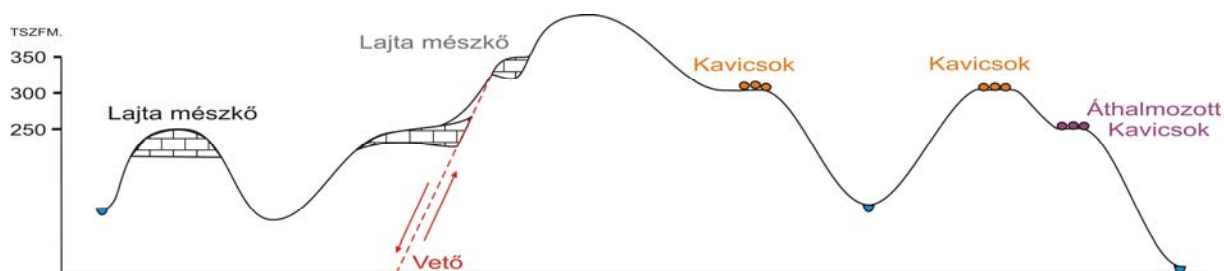
Az üledékföldtani paraméterek vizsgálata során az ösföldrajzi rekonstrukcióhoz az idős kavicsok és a Rákosi Mészkő előfordulásait (58. ábra) lehet felhasználni.



58. ábra. A kutatási terület legfontosabb üledékei. Készítette: Szeberényi J.

Jelmagyarázat 1 = a Rákosi Mészkő eredeti településű foltjai, 2= az idős kavicsok eredeti településű foltjai, 3 = az áthalmazott idős kavicsok, 4= vulkáni kőzetekből álló felszín, 5= a Rákosi Mészkő korábbi feltételezett kiterjedése, 6= az idős kavicsok korábbi feltételezett kiterjedése.

A Rákosi Mészkő két szintben helyezkedik el napjainkban, amely minden bizonnyal a vertikális eltolódás eredménye (59. ábra). Szálban álló előfordulások vannak 240–270 méter tszf. környékén (Szokolyai-medence, Törökmező) és 360 méter tszf. magasságon (Szokolyai-medence északi peremhegyei).



59. ábra. Az üledéktípusok elhelyezkedése a kutatási területen (vázlat). Készítette: Szeberényi J.

Az idős kavicsok szintén két szintben találhatók meg. Ezek elkülönítése egyszerű, mivel a 290–310 méter tszf. szintben lévő eredeti településű kavics-előfordulások kizárólag a kutatási terület északkeleti és keleti részén találhatók, áthalmazott előfordulással pedig a Szokolyai-medence közepén találkozhatunk, 240–250 méteren, a Király-kő környezetében. Ez utóbbi napjainkban egy maradványfelszínen van, melyet két oldalról a pleisztocénben bevágódó völgyek határolnak el. A kavicsok között talált vasas hévforrás-üledékek északról dél felé történő áthalmazódást bizonyít, de a kavicsok keleti előfordulásai alapján ezt az irányt sem zárhatjuk ki.

A szarmata és a pannon transzgresszió nyomait eddig a kutatási területen sem kőzetek, sem ősmaradványok formájában nem találta meg senki, így ez a rész ekkor már minden bizonnyal szárazulat volt. A pontosság kedvéért úgy kell fogalmazni, hogy BÖCKH H. (1899) ugyan írt le *congériához* hasonló példányokat Duna-menti rétegekből Nagymaros és Kismaros között, de ennek pontos helyét nem jelölte és a maradványokat sem gyűjtötte be, így ezek nem lehetnek mérvadóak.

9.2. Geomorfológiai és hidrográfiai jellemzők

A két szintben megjelenő mészkövek szempontjából felmerül a kérdés, hogy az alacsonyabb helyzetű süllyedt le, vagy a magasabb emelkedett ki eredeti helyzetéből. Ennek eldöntésére geomorfológiai jelek alapján következtethetünk. A Szokolyai-medence patakok által felszabdalt medencedombsági térszíne mindenképpen emelkedést feltételez. Ellenkező esetben nem bevágódás, hanem feltöltődés játszódna le. Ezt erősíti meg az is, hogy sem a Török-patak, sem a Hegypó-patak, sem pedig a Les-patak medencébe való belépésénél nincsenek hordalékkúpok. Ennek teljes hiánya kizárja annak lehetőségét, hogy a medence mai formája süllyedéssel keletkezzen sőt, a mélyen bevágott völgyek éppen a peremhegyek emelkedését valószínűsítik. Ebből az következik, hogy a mészkövek magasabb (350-370 méter tszf.) szintje a Szokolyai-medence peremhegyeinek kiemelkedésével kerültek mai

helyükre. A lajta mészkövek eredeti szintje tehát a napjainkban 240–270 méter tszf.-en lévő felszínmaradványok magasságában van.

Az északi és keleti részek maradványfelszínein található egybefüggő kavicstakaró-foltok természetesen a folyamatos erózió hatására pusztulnak. A Délkeleti-Börzsöny patakmedreiben és a lejtőoldalain elszórtan található kvarc- és metamorf kavicsok minden esetben valamely magasabban fekvő maradványfelszínről halmozódtak át, illetve halmozódnak át folyamatosan. A fejlődéstörténet kiindulópontjának meghatározásához az anyagáthalmozódással és elszállítással is kell számolni. Ez azt jelenti, hogy elsősorban az eróziós tevékenység eredményeit kell „visszaforgatni”. Ilyenek például az eróziós völgyek, vízmosások, deráziós völgyek és fülkék. Az ilyen típusú geomorfológiai formákat gondolatban el kell tüntetni a területről, az alapvető geomorfológiai szinteket pedig az idős kőzetek eredeti előfordulásainak magasságához kell igazítani.

Az ősföldrajzi környezet legmagasabb pontjainak meghatározása egyszerű. A vulkanizmus lezáródása után újabb hegyek már nem képződtek, csak a már meglévők erodálódtak és formálódtak. Eredeti állapotukban ezért a maihoz képest egységesebbek és tömegesebb megjelenésűek voltak, de ugyanúgy az akkori terület legmagasabb pontjait adták, mint ahogy azok maradványai napjainkban is. Az akkori terület legalacsonyabb pontjait a visszahúzódó bádeni tenger szárazföldre került üledékeivel fedett területek adták.

9.3. Rekonstruált ősföldrajzi környezet

Alapvetően egy olyan kora-pliocén tájára kialakuló domborzatot kell kiindulópontnak tekinteni, ahol a bádeni tengerben lerakódott mészkövek képeznek egy szintet, az idős kavicstakarók egy másikat. Értelemszerűen a tengeri üledékek alacsonyabban vannak, mint a szárazföldi üledékek, ahogy ez napjainkban is látható. A jelenleg látható patakok ekkor még nem léteztek, a geomorfológiai szintekben maglévő maradványfelszínek valószínűleg egységes, közel sík felszínt alkottak, amely az andezitből és dácitból felépülő vulkáni hegyek előterében és azok között terült el.

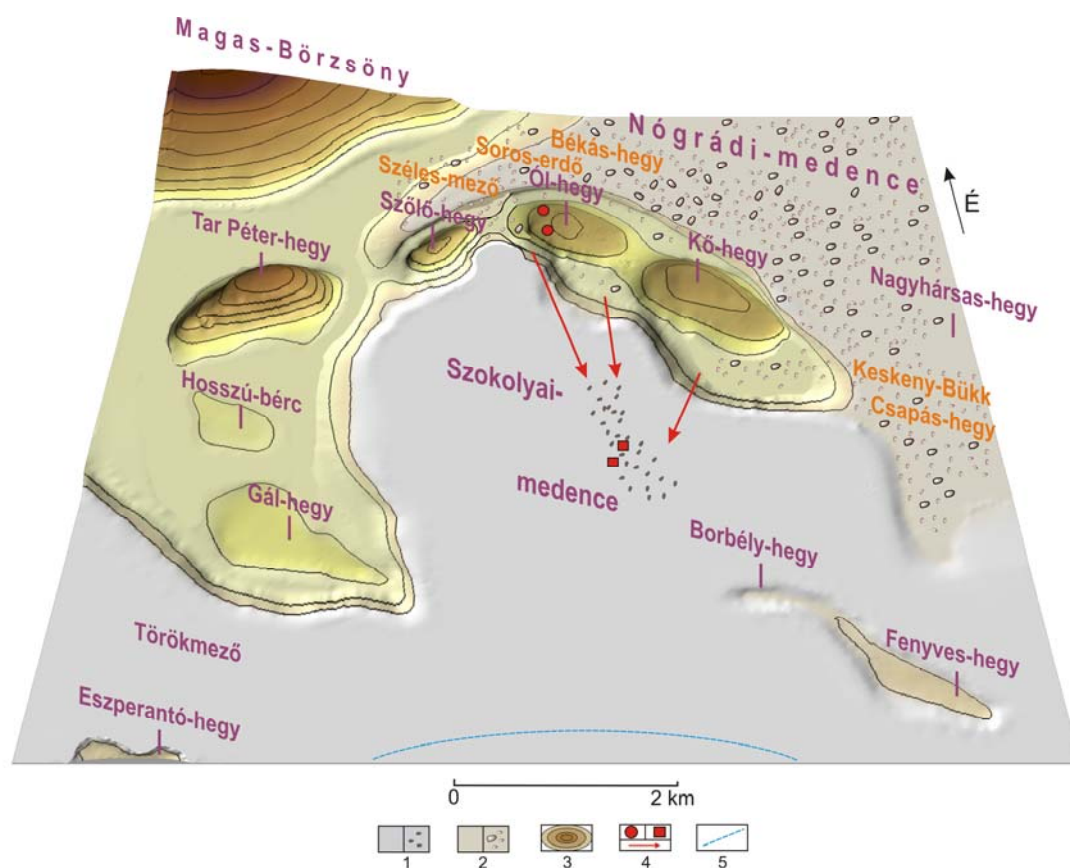
A Szokolya-medence karbonátos üledékeinek északi és keleti előfordulásai magasabban (250-270 méter tszf.) vannak és a Rákosi Mészkő Formációhoz tartoznak, a középső részén található előfordulások némileg alacsonyabban (235 méter tszf.) vannak és a Szilágyi Agyagmárga Formációhoz tartoznak. Ez a néhány folt jól illeszkedik BÁLDI T. – KÓKAI J. (1970) és KORECZNÉ LAKY I. (1980) által feltételezett, karbonátos üledékkel kitöltött kalderának. A peremeken partszegélyi mészkő, a közepén márga jelenik meg. Ez

alapján feltételezhetünk egy északi és keleti irányból enyhén lejtő, tál alakú mélyedést. Ez minden bizonnyal összeköttetésben állt a törökmezői előfordulásokkal is. A mészkőfoltokkal fedett terület, mint a legalacsonyabb rész volt a kutatási terület fejlődéstörténetének első szakaszában az erózióbázis. A felszínfejlődés Duna előtti szakaszában ez irányította maga felé a Börzsöny magasabb részein, csapadékos időszakokban eredő vízfolyásokat, illetve eróziós tömegmozgásokat.

A domborzat minden bizonnyal erodáltabb kiegyenlítettebb, a relief a maihoz képest kevésbé élénk volt. A hegyek erodáltak voltak, melyek körül elegyengetett hegylábfelszínek jelentek meg. Napjainkban a Szőlő-hegy (390 m) és az Ól-hegy (378 m) oldalában 360 méterig előforduló mészkövek a hegyek tetőfelszíne alatt alig 20–40 méterrel van jelenleg. Ezek az eredeti viszonyok mellett csak egy dimbes-dombos térszint valószínűsítene, erre azonban rá kell számolni az eróziót, melynek mértékét nagyon nehezen lehetne megbecsülni, de azt gondolom ez a kis szintkülönbség akkor sem lehetett 70–80 méternél több a mészkövekkel jelzett felszínek felett. A szárazföldi térszínek feletti relatív magasságuk még kisebb lehetett. A kutatási terület északi és keleti részén található hegylábfelszínek előterében (Szőlő-hegy, Ól-hegy és Kő-hegy) kiegyenlített felszínen szárazföldi felhalmozódású kavicsok területek el.

Az ős-domborzat megjelenítéséhez három alapvető marker-szintet kell meghatározni (60. ábra):

1. Lajta mészkövek egykori közel-sík felszíne (jelenleg 240–270 méter tszf.). A felszín a jelenlegi patakhálózat kialakulása előtt akkumulációs térszín volt. Ezt igazolják a vasas hévforrás-üledékeket is tartalmazó áthalmozott kavicstakaró a Király-kő és az Isten-lejthegy között.
2. A hegyek északi és keleti előterében lévő, kavicsokkal borított térszín (napjainkban 290–310 méter tszf.) A kavicsok felső része valószínűleg a bérbaltavárium száraz-meleg, szeles időszakában formálódtak dreikanterekké. A sivatagi máz teljes hiánya miatt nem lehet kizárni a hideg szeles időszakokat sem.
3. Az andezit és dácit felszínek (Gál-hegy, Hosszú-bérc, Tar Péter-hegy csoportja, Szőlő-hegy, Ól-hegy és Nagy Kő-hegy), amelyeket a két különböző magasságú sík öleli körül.



60. ábra A kutatási terület idős üledékeinek eredeti előfordulásainak elterjedése alapján feltételezett ösföldrajzi képe, a késő-miocén, kora-pliocén táján beinduló vertikális mozgások előtt. Készítette: Szeberényi J.
 Jelmagyarázat: 1 = a bádeni tenger által elöntött területek (a lajta mészkőfoltok alapján) feltételezett kiterjedése, 2 = az idős kavicsüledékek és az azokkal azonos magasságban megjelenő szárazföldi hegyközi térszín feltételezett kiterjedése, 3 = a vulkáni kőzetekből felépülő hegyek, 4 = a vasas hévforrásüledékek eredeti kőzetei, áthalmozott darabjai és az áthalmozódás valószínűsített iránya, 5 = a Duna mai partvonala (tájékoztatóként)

10. Összefoglalás

A PÉCSI M. (1959) munkájában ismertetett teraszelméletet a későbbi kutatási eredmények kiegészítették és módosították. Ezzel kapcsolatban napjaink geográfusai közül többnek (pl. SCHWEITZER F. – SCHEUER GY. 1988, HAHN GY. 1989, RUSZKICZAY-RÜDIGER ZS. et al. 2005, GÁBRIS GY. – NÁDOR A. 2007, SCHWEITZER F. 2013) is az a véleménye, hogy bár szerkezetében jó, de számos bizonytalan pontja van. Egyik ilyen a SCHWEITZER F. (2009, 2013) által is felvetett kérdés, amely a magasteraszok kialakulásával kapcsolatos. Dolgozatomban ezt a problémakört vizsgáltam meg eddig nem alkalmazott módszerekkel. Olyan területet választottam ki, amelynek jelentős része a 100–370 méter tszf. (dunai teraszok előfordulásainak intervalluma) magasságban van. A területet két részre osztottam: Visegrádi-szoros Nagymaros és Szék-hegy közötti szakasza (folyóvölgy), és a Délkeleti-Börzsöny (háttérterület). A folyóvölgy dunai teraszait feltérképeztem, helyzetüket GPS koordinátákkal rögzítettem, dunai eredetüket megvizsgáltam. A háttérterület patakok által feldarabolt domborzatát elemeztem geoinformatikai-statisztikai és geomorfológiai módszerekkel, illetve az itt található felszíneket borító üledékek segítségével vontam le további következtetéseket. A két terület kapcsolatát a pataktorkolatok környezetében felismerhető geomorfológiai szintek alapján vizsgáltam.

10.1. Tézisek

10.1.1. A folyóvölgy dunai teraszaival kapcsolatos eredmények

1. A fiatal szintek közül az árterek és a II/A terasz jól megfigyelhető, azok elhelyezkedése korábbi kutatók véleményeivel megegyezik.
2. A PÉCSI M. (1959) által 18–25 méteres relatív magasságban rögzített II/B terasz csak a patakok korábbi csatlakozásának és torkolatuk környezetének konzerválódott geomorfológiai jellemzői alapján mutatható ki.
3. A Visegrádi-szoros 30–40 méteres relatív magasságban található kavicsszintjének kimutatása új eredménynek számít, mert eddig nem ismert szintben helyezkedik el. A kavicsanyag egy része dunai úton ülepedett le, másik része közvetlen háttér anyagának lehordódásából származik.
4. A III. és IV. teraszok csak lejtésviszonyok alapján mutathatók ki, ezeken a felszíneken dunai üledékeket nem találtam.

5. A Duna-teraszok elhelyezkedéséből és a geomorfológiai jelekből ítélve a napjainkban Verőce és Kismaros déli végénél található dunai főmeder korábban északabbra helyezkedett el, melyet a magasártér megkérdőjelezhetetlenül mutat, de a 30–40 méteres szint és a III. terasz szintjének geomorfológiai jellemzői is erre utalnak.

10.1.2. A háttérterület geoinformatikai-statisztikai vizsgálatainak eredményei

1. Létrehoztam a kutatási terület digitális domborzatmodelljét.
2. A kutatási terület maradványfelszíneit megjelenítettem a digitális térképi állományon.
3. Az adatbázison magassági helyzet alapján elvégzett gyakoriság vizsgálat eredményeként felszíncsoportokat hoztam létre.
4. A csoportokon belül geomorfológiai szinteket húztam. A magas helyzetű felszíneket tengerszint feletti magasság alapján, az alacsony helyzetű felszíneket völgytalp feletti relatív magasság alapján jellemeztem. A vizsgálatok eredményei alapján jól átlátható rendszer vázolható fel. A magas helyzetű felszínek 230–240 méter felett négy, egymással párhuzamosítható geomorfológiai szintben húzódnak. Az alacsony helyzetű felszínek ez alatt, több kimutatható szintben húzódnak, melyek Duna felé való esése követi a jelenlegi patakvölgyek esésgörbéjét.

10.1.3. A háttérterületen végzett üledékföldtani vizsgálatok eredményei

1. A karbonátos üledékek napjainkra megmaradt korábban egységes felszín eltolt darabjai 240–260 és a 350–370 méter tszf. magasságban helyezkednek el. A Szokolyai-medence környezetében a peremhegyek kiemelkedésére utaló nyomok alapján az alacsonyabb szint az eredeti felszín, a magasabb szint vertikális eltolódással jött létre. A Rákosi Mészke és a Szilágyi Agyagmárga kőzetei a szakirodalmi adatai alapján (BÁLDI T. – KÓKAI J. 1970, KORECZNÉ LAKY I. 1980. BÁLDI T. 2003, KÖRÖSI L. (1999) 13-16 millió évesek. Az ezek által borított felszínt tengeri színűként értelmeztem.

A Délkeleti-Börzsöny idős kavicsainak eredeti településben lévő előfordulások 290–310 méter tszf. magasságú felszíneken, az északi és a keleti részen, áthalmozott előfordulása a középső részen, 240–270 méter tszf.-en van. A keleti részen csak szörványokkal találkozhatunk, de a többi helyen 2–3 méter vastag, feltárható és mintázható előfordulások vannak. Az eredeti előfordulások JÓZSA SÁNDOR (*ex verbis*) petrográfiai vizsgálatai alapján ezek egyazon anyag, lineáris erózió által elválasztott

darabjai, melyet alátámaszt az is, hogy mindegyik előfordulásnál megtalálhatók az óriáskavicsok is, illetve a töredezett kavicsok nagy százaléka és az ép darabok gömbölyítettsége is erre utal. A kavicsok felületén található szélfújás nyomok egy korábbi növényzettől mentes, erős szélnek sokáig kitett állapotot feltételez. Ez feltehetően a pliocén időszakban meglévő kavicstakaró maradvány formában lehetett, de a pleisztocén hideg-száraz szeles időszakai sem zárhatók ki.

A kavicsok anyaga SCHWEITZER F. (2013) hipotézise szerint egy feltételezett, a Szokolyai-medence felől érkező ösfolyó üledékei lehetnek.

A kutatási terület 290-310 méteres magasságú felszínei az andezitből felépült hegytetők pliocén hegylábi részekként feltételezhetők. A kavicsüledékek nem keverednek andezittel, így kizárható az is, hogy a hegyek magasabb régióiból akkumulálódtak volna. Az egykori kavicstakaróval borított ősi felszín a vulkáni kegyek között hegylábfelszíni helyzetben terülhetett el. Ebből kiindulva a kavicsok eredeti elhelyezkedése vélhetően a hegyeket körülölelő hegylábi részek sík felszíneit adhatták. A 240-270 méteres tszf. magasságban található, andezittel és hévforrás-üledékek maradványaival kevert kavicsanyag az északi és keleti előfordulásokból halmozódott át.

10.1.4. Klasszikus geomorfológiai módszerek eredményei

1. A kutatási terület 290-310 méteres magasságú felszínei az andezitből felépült hegytetők viszonylatában pliocénben kialakult hegylábi részekként feltételezhetők. A kavicsüledékek nem keverednek andezittel, így nehezen elképzelhető az is, hogy a hegyek magasabb régióiból akkumulálódtak volna, ebben az esetben a lehordódott anyag magával hozta volna a helyi vulkáni anyagot is. Ebből kiindulva a kavicsok eredeti elhelyezkedése vélhetően a hegyeket körülölelő hegylábi részek sík felszíneit adhatták.
2. A kavicsok áthalmozott állapotú takarói és takaró-foszlányai a Szokolyai-medence középső részén, völgyek által „szigetté preparált” tetőfelszíni helyzetben vannak. Anyagában hasonlít a magasabb helyzetű kavicstakarókhoz, minden valószínűség szerint onnan halmozódhatott át, de még a völgyek bevágódása előtt. Az áthalmozódás iránya a vasas hévforrás-üledék darabok alapján északról (Soros-erdő és Széles-mező) dél felé valószínűsíthető.

3. A szintekbe rendezett patakteraszokat osztályoztam, völgyvállakként és korábbi vízrajzi átjárókként értelmeztem.
4. A Délkeleti-Börzsöny geomorfológiai szintjei magassági értékek alapján összevethetők a dunai teraszrendszerrel (3. és 4. táblázat). A statisztikai vizsgálatokkal kimutatott 10-40 méteres intervallum a dunai teraszok három geomorfológiai szintjét fogja át. A II/A, a II/B és a 30–40 méteres szintek közötti kis magasságkülönbség miatt a 10 000 topográfiai térkép alapján létrehozott digitális domborzatmodellen nem különülnek el az ezekhez tartozó patakteraszok, de a legfiatalabb dunai teraszok magasságának ismeretében a kapcsolat megállapítható. A IV. terasznak megfelelő szint egyáltalán nem található meg a Délkeleti-Börzsöny területén.

A Délkeleti-Börzsöny magas helyzetű felszínei közül a 240-270 méteres és a 350-370 méteres szint jól párhuzamosítható a Duna V. és VII. teraszának szintjében lévő geomorfológiai szintekkel. A 290-310 és a 320-340 méteres szintek PÉCSI M. (1959) alapján a Duna VI. teraszának szintjébe illeszkedik. Ez azt jelenti, hogy a VI. szint ezen a területen két egymás feletti szintre bomlik. Ez az eredmény egybevág BUGYA T.-nak (2009) ugyancsak a Dunakanyarban végzett vizsgálataival.

3. táblázat A Délkeleti-Börzsöny patakteraszai és a Duna fiatal teraszainak viszonya. Készítette: Szeberényi J.

Délkeleti-Börzsöny alacsony felszínei relatív magasság alapján.		Duna-völgy fiatal teraszai relatív magasság alapján.	
1-3	10-40	II/A.	14-15
		II/B.	20
		?	30-40
4.	60-70	III.	60-70
5.	nem kimutatható	IV.	100-110

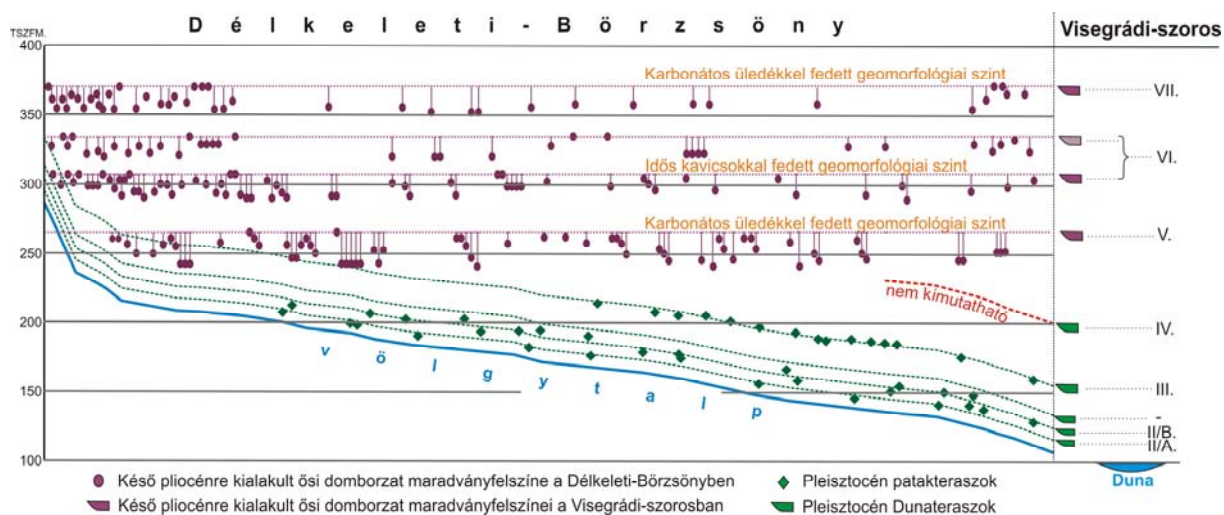
4. táblázat A Délkeleti-Börzsöny maradványfelszínei és a Duna idős teraszainak viszonya. Készítette: Szeberényi J.

Délkeleti-Börzsöny magas felszínei		Duna-völgy idős teraszai	
	(tengerszint feletti magasság)		(Relatív m.) (tengerszint feletti m.)
5.	240-270	V.	140-170 240-270
6.	290-310	VI.	180-220 280-320
7.	320-340	-	Nincs meghatározva
8.	350-370	VII.	240-260 340-360

5. A patakteraszok és a Duna-teraszok kapcsolatát két völgytorkolat környezetében mutattam ki. A patakok árterei és a dunai magasártér párhuzamosítása mindkét esetben egyértelmű volt. A II/A teraszhoz kapcsolódó patakterasz szintje a pataktorkolatok környékén nem mutatható ki. A II/B patakterasz a Les- és a Török-patak torkolatánál kimutatható. A 30–40 méteres szint a Les- és a Török-patak torkolatánál, illetve a Mosoni és a Hatló patak torkolatánál is kimutatható. A III. terasz szintje csak a Mosoni és a Hatló-patak torkolatánál mutatható ki.
6. A geoinformatikai vizsgálatokkal kimutatott és geomorfológiai, statisztikai, illetve üledékföldtani vizsgálatokkal párhuzamosított felszínek alapján megrajzoltam a kutatási terület ősdomborzati képét.

10.2. Következtetések

A Délkeleti-Börzsöny geoinformatikai-statisztikai módszerekkel leválogatott alacsony helyzetű felszíneit **patakteraszok**ként kell értelmezni, mert az ezek alapján meghúzott három geomorfológiai szint a völgytalp esésgörbéjéhez igazodik, illetve jól párhuzamosítható a Visegrádi-szoros folyóterasaival. A magas helyzetű felszíneket a jelenlegi vízhálózat előtt kialakult domborzat **maradványfelszíneiként** kell értelmezni, mert nem igazodnak a holocén völgytalpakhhoz és egy részüket idős üledékek fedik (61. ábra)



61. ábra. A Délkeleti-Börzsöny és a Visegrádi-sziklás geomorfológiai szintjeinek rendszere.
Készítette: Szeberényi József

A Visegrádi-sziklásban a PÉCSI M. (1959) által magas teraszokként értelmezett geomorfológiai szintek, magasságuk alapján párhuzamosíthatók a Délkeleti-Börzsöny maradványfelszíneivel. Ezért a magas teraszok dunai eredete véleményem szerint megkérdőjelezhető. A Visegrádi-sziklás alacsony teraszoknak értelmezett geomorfológiai szintjei jól párhuzamosítható a Délkeleti-Börzsöny pataktérásaival. Ezeket a Duna felé tartó patakok alakították ki, ezért kutatási eredményeim alapján az alacsony teraszok dunai eredete megerősíthető. Az alacsony dunai teraszok vizsgálata során olyan jelekre bukkantam, amelyek alapján napjainkig ki nem mutatott magasságban kavicstakaróval fedett geomorfológiai szint valószínűsíthető, illetve olyan jelekre, amely a Duna főmedrének pleisztocén során történő fokozatos délre húzódását feltételezi.

10.3. Diszkusszió

Következtetéseim egy része ellentmond a jelenleg érvényben lévő kutatási eredményeknek, ezért ennek indoklása részletes kifejtést igényel.

10.3.1. A magas teraszok dunai eredetének megkérdőjelezése

PÉCSI M. (1959) a Visegrádi-sziklásban, 240–270 (V. sz.), 280–320 (VI. sz.) és 340–360 méter tszf. (VII. sz.) magasságban írta le a magas teraszokat. A Délkeleti-Börzsöny geoinformatikai vizsgálatából kapott maradványfelszínek tengerszint feletti magasságainak elemzése során a dunai magas teraszok geomorfológiai szintjei – ha nem is teljesen pontosan – de visszaköszönnek. A Délkeleti-Börzsönyben megjelenő maradványfelszínek az V. és a VI. sz. terasz esetében egyértelmű egyezést mutat PÉCSI M. adataival. A 320–340 méteres

szint PÉCSINÉL nem jelenik meg, a 350–370-es szint pedig egy 10 méterrel magasabban található itt, mint a Dunakanyarban. A PÉCSI M. által megadott magassági értékek és az általam geoinformatikai-statisztikai módszerekkel elkülönített felszínek magassági értékei némileg eltérnek, de a 10 méteres különbség elhanyagolható, ha meggondoljuk, hogy a Dunakanyar és környezetének legidősebb felszíneiről van szó.

A magas teraszokkal egy szintben lévő maradványfelszínek a Délkeleti-Börzsöny területén idős, jól meghatározható üledékekkel fedettek, melyek segítségével a geomorfológiai szintek egymással jól párhuzamosíthatók. Ezek a felszínek nem követik a völgyek esésgörbáját, vagyis a Duna felé tartó patakok kialakulása előtt keletkeztek. Ebből következően a Visegrádi-szoros ezekkel egy geomorfológiai szintben lévő, PÉCSI M. (1959) által magasteraszoknak nevezett geomorfológiai szintjei sem lehetnek fiatalabbak.

10.3.2. A fiatal Duna-teraszok helyzete Verőce környezetében

A Visegrádi-szoros Verőce és Szék-hegy közötti szakasza esetében eredményeim a korábbi kutatásoknak ellentmondanak. A II/A és a III. sz. teraszok közötti részen négy egymástól független helyen tapasztalt (Szék-hegy, Verőcei téglagyár, Verőce és Fehér-hegy közötti felszín és az elhagyott patak völgyek a Migazzi-hegy két oldalán) részeredmények egy irányba mutatnak.

1. Az első három feltárás egy glaciális időszakban létező felszínt rajzol ki a lösszel fedett kavicsok és a folyóvízi üledékekből leírt fagyjelenségek alapján. Ez a felszín napjainkban 30-40 méteres relatív magasságban van.
2. A Migazzi-hegy két oldalán megjelenő elhagyott patakmedrek geomorfológiai maradványai a II/B terasz szintjében, 22–23 méteres relatív magasságban helyezkednek el.

PÉCSI M. (1959) szerint a „*Nógrádverőcei téglagyár és a Buki csárda között*” szép kifejlődésben 20 méteres viszonylagos magasságban jelenik meg a II/B terasz, amelyen „*két vályogzónás lösztakaró*” települ. Kutatásaim alapján tehát PÉCSI M. eredményeivel ellentétben a II/B teraszt nem kavicsok és löszök jelzik, hanem csak a Dunára kifutó patakok egykori völgyeinek maradványai. A lösszel fedett kavicsok annál 9–15 méterrel magasabban (29–35 méteres relatív magasságban) jelentkeznek. Ez a magasságkülönbség a magasártér és a II/A, illetve a II/A és a II/B. teraszok közötti magasságkülönbségből kiindulva nem zárja ki egy eddig ki nem mutatott teraszfelszín lehetőségét, legalábbis azt, hogy egy a Duna által a pleisztocénben kialakított, akkumulációra alkalmas térszín maradványairól van szó. További

bizonyíték ennek meglétére, hogy a Délkeleti-Börzsöny patak völgyeiben megjelenő szintek egyike szintén 30-40 méteres relatív magasságban húzódik.

BÖCKH H. (1899) korábbi vizsgálataival megegyeznek e feltételes következtetéseim Nagymaros felett megjelenő kavicsok keletkezésére utalva. Ezekben, „*miocén kőületeket és meg nem határozható emlős csonttöredékeket*” valamint „*lekoptatott congeriakat, a balatoni kecskekörmök szakasztott másait*” találta bemosott állapotban (ez egyébként az egyetlen pannon üledékekre utaló jel a Dunakanyarban.). BÖCKH H. véleménye alapján: „*E terasz amellet bizonyít, hogy a Duna medre a lösz lerakódása előtt már csak 30–40 m magasan feküdt a mai víz színe felett.*”. Korbesorolását a „*szerves maradványok hijján*” nem tudta eldönteni, de állásfoglalása a dunai eredet mellett egyértelmű. Az alatta elhelyezkedő, később II/B-nek elnevezett teraszcsoportról nem ír, de a magasság egyértelmű meghatározása kétségtelenné teszi, hogy a Visegrádi-szorosban, más helyen is leírtak lösszel fedett kavicsokat, amelyet a II/B terasztól külön kell kezelni. Korunk nagy geográfusai régóta beszélnek a III. terasz megkettőződésének szükségességéről (pl.: PÉCSI M. – SCHEUER GY. – SCHWEITZER F. 1988, GÁBRIS GY. 2007 stb.), de a Nagymaros – Szék-hegy szakaszon meglévő kérdéses eredetű kavicsszint ilyen eredetre való visszavezetéséhez még részletesebb vizsgálatokra van szükség.

10.3.3. Korábban mért eredményekkel való összevetés

Kutatási eredményeim nehezen egyeztethetők össze RUSZKICZAY-RÜDIGER ZS. et al. (2005) ³He kozmogén izotópokkal történt mérési eredményeivel. Eredményeik szerint a Szent-Mihály-hegy déli oldalának magas teraszok szintjében lévő sziklateraszain mért abszolút koradataik alapján a kiválasztott felszínek 300 000 évnél fiatalabbak. Jelen dolgozatban közzétett kutatási eredmények szerint az általuk datált geomorfológiai szint(ek) ennél jóval idősebbek. A két vizsgálat nem azonos Duna-szakaszon zajlott, a geomorfológiai szinteket csak abszolút magasságuk alapján lehet összekapcsolni. Ennek értelmében ezeket egymással csak feltételekkel lehet összevetni. Az ellentmondás tisztázásához további kutatások szükségesek.

10.3.4. A Duna főmedrének változása a pleisztocén során

Kutatási eredményeim olyan geomorfológiai jeleket mutattak ki, mely szerint feltételezhető, hogy a Nagymaros és Vác közötti Duna szakasz dunai főmedre a pleisztocén során, a jelenleginél több száz méterre, északra helyezkedett el. Akkor a Szokolyai-medence déli peremhegyeit és a Borbély-hegy déli oldalát mosta alá. Napjainkban a folyó kisebb ívben, a hegyektől elhúzódva folyik. Ezt az egymás alatt megjelenő fiatal teraszok (30-40 méteres

szint, a II/A és II/B. teraszok, illetve a magasártér) mutatják. A III. és IV. terasz szintjében feltételezett egykori Duna-medret csak a Borbély-hegy déli oldalának és a Migazzi-hegy – Fenyves-hegy szakaszának lejtési tulajdonságai alapján feltételezhetjük. Ennek bizonyítása további kutatásokat igényel, de korábbi kutatók eredményeiben nem szerepel semmi, ami ennek a feltételezésnek ellentmondana.

10.4. Megjegyzés

Kutatásaim eredményeit geoinformatikai, statisztikai, üledékföldtani és geomorfológiai módszerek egyesítésével értem el, amelyek hitelességéről meg vagyok győződve. Mindemellett azonban tisztában vagyok azzal, hogy dolgozatom a Visegrádi-szorosnak csak egy részére terjed ki, így eredményeim nem általánosíthatók a Dunakanyar teljes területének ugyanilyen módszerekkel történő vizsgálata nélkül.

Köszönetnyilvánítás

Köszönettel tartozom korábbi témavezetőmnek, Dr. Schweitzer Ferenc professzor úrnak, hogy munkámat elindította és azt útmutatásaival a kezdetektől támogatta, és támogatja jelenleg is. Tőle kaptam első témáimat, mely bevezetett a kutatómunka rejtelseibe és tőle kaptam e jelen témát is, melyből doktori disszertációm kerekedett ki.

Köszönöm szépen témavezetőmnek, dr. Fábián Szabolcs Ákosnak, hogy közös munkánk során gondosan ügyelte minden lépésemet, amelyet a földrajztudomány rögzös útján haladva tettem meg. Szakmai tudásával és előrelátásával vezetett, felhívva figyelmemet munkáim hiányosságaira és segített tökéletesíteni azt.

Köszönöm Józsa Edinának a digitális domborzatmodell építésében való nélkülözhetetlen segítséget, illetve Kopecskó Anita és Bölcs Zoltán munkáját, akik a szintvonalas alaptérkép digitalizálásának fáradságos munkájában vállaltak jelentős szerepet.

Köszönöm továbbá Józsa Sándornak a Délkeleti-Börzsöny kavicsanyagának vizsgálataihoz nyújtott felbecsülhetetlen segítségét.

Köszönöm a Doktori Iskola jelenlegi vezetőjének Dr. Dövényi Zoltán professzor úrnak, hogy az intézet keretei között lehetőséget biztosított disszertációm befejezésére. Korábbi tanítványaként, és a később munkatársaként rendszeresen figyelmet fordított rám, és a háttérből, bölcsességével segítette utamat.

Köszönöm Dr. Tóth József rector emeritus úrnak, hogy a Doktori Iskola korábbi vezetőjeként lehetőséget biztosított tanulmányaim folytatásához.

Köszönöm Dr. Kocsis Károly akadémikus úrnak, az MTA-CSFK Földrajztudományi Intézete igazgatójának, hogy értekezésem megírásához szükséges biztos háttérrel megadta számomra.

Köszönöm közvetlen kollégáimnak, Balogh Jánosnak, Kis Évának, Varga Györgynek és Viczián Istvánnak, valamint a Pécsi Tudományegyetem Földrajzi Intézetében dolgozó társaimnak, dr. Bugya Titusznak, dr. Kovács Jánosnak, dr. Varga Gábornak, dr. Kovács István Péternek és Radvánszky Bertalannak, hogy a dolgozat alapját adó kutatásaim során véleményükkel, nézeteikkel segítették munkámat.

Hálával tartozom feleségemnek, Garamvölgyi Csillának, kitartó bizalmáért és támogatásáért, melyet a doktori disszertációm megírása során és annak előtte tanúsított.

Irodalom

1. BAGNOLD, R. A. (1941): *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes* London: Methuen. 265 p.
2. BALLA Z., KÖRPÁS L. (1978): A Börzsöny-hegység földtani felépítése (előzetes összefoglaló) – Kézirat, MÁFI adattár.
3. BALLA Z., KÖRPÁS L. (1980): A Börzsöny-hegység vulkáni szerkezete és fejlődéstörténete – MÁFI Éves Jelentése 1978. pp. 75–101.
4. BÁLDI T., KÓKAI J. (1970): A Kismarosi tufit faunája és a börzsönyi andezit-vulkánosság kora. – *Földtani Közlöny*, 100, pp. 274–284.
5. BÁLDI T. (2003): Egy geológus barangolásai Magyarországon. Az utolsó 20 millió év nyomában – Vince Kiadó, Budapest. 198 p.
6. BÖCKH H. (1899): A Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve – XIII. kötet, Franklin Társulat Könyvnyomdája, Budapest, 1899-1902. pp. 1–59.
7. BRADÁK B., KISS K., BARTA G., VARGA GY., SZEBERÉNYI J., JÓZSA S., NOVOTHNY Á., KOVÁCS J., MARKÓ A., MÉSZÁROS E., SZALAI Z. (2013): Different facieses and palaeoenvironments of Late Pleistocene, Verőce outcrop, Hungary – Preliminary results. – *Quaternary International* (319) pp. 119-136.
8. BREZSNYÁNSZKY K., SÍKHEGYI F. (1987): Neotectonic interpretation of Hungarian lineaments in the light of satellite imagery. – *Journal of Geodynamic*, 8, pp. 193–203.
9. BULLA B. (1941): A Magyar medence pliocén és pleisztocén terrasza. – *Földrajzi Közlemények*, 69, pp. 199–230.
10. BUGYA, T. (2009): Negyedidőszaki folyóteraszok azonosítása földtani fúrások adatai és geoinformatikai eljárások alapján (Doktori értekezés). 104 p.
11. CHOLNOKY J. (1923): Általános földrajz. – Tudományos Gyűjt. Pécs-Budapest. II. k.
12. CHOLNOKY J. (1925): A Folyóvölgyekről. – MTA *Mathematikai és Természettudományi Értesítő* 41, pp. 101–108.
13. COOKE R. U., WARREN A. (1973): *Geomorphology in deserts*. Batsford, London, 120 p.
14. CZAKÓ T., NAGY B. (1976): Fototektonikai és ércföldtani adatok korrelációja a Börzsöny-hegységben. – MÁFI Évi Jelentése (1974), pp. 47–60.
15. DEMOULIN, A., BOVY, B., RIXHON, G., CORNET, Y. (2007): An automated method to extract fluvial terraces from digital elevation models: The Vesdre valley, a case study in eastern Belgium, *Geomorphology*, v. 91, p. 51-64.

16. DÖVÉNYI Z. (szerk.) (2010): Magyarország kistájainak katasztere. – Második, átdolgozott kiadás. MTA-Földrajztudományi Kutatóintézet, Budapest, pp. 657–672.
17. FERENCZI I. (1935): Adatok a Börzsöny-hegység geológiájához. – MÁFI Évi Jelentése (1925-28), Budapest, pp. 131–142.
18. FODOR L., CSONTOS L., BADA G., BENKOVICS L., GYÓRFI I. (1999): Tertiary paleostress field and structural evolution: a new synthesis. – Geological Society of London Special Publications 156, pp. 295–334.
19. GÁBRIS GY. (1997): Gondolatok a folyóteraszokról. – *Földrajzi Közlemények*, 125, pp. 3–16
20. GÁBRIS GY. (2006): A Magyarországi folyóteraszok kialakulásának és korbeosztásának magyarázata az oxigénizotóp-sztratigráfia tükrében. – *Földrajzi Közlemények*, 134, pp. 123–133.
21. GÁBRIS GY. (2007): Kapcsolat a negyedidőszaki felszínalakító folyamatok időrendje és az oxigénizotóp rétegtan között – magyarországi lösz-paleotalaj-sorozatok és folyóvízi teraszok példáján. *Földtani Közlöny*, 137, pp. 515–540.
22. GÁBRIS GY., NÁDOR A. (2007): Long-term fluvial archives in Hungary: response of the Danube and Tisza rivers to tectonic movements and climatic changes during the Quaternary: a review and new synthesis. – *Quaternary Science Reviews*, 26, pp. 2758–2782.
23. HABLY L., SCHWEITZER F., SZEBERÉNYI J. (2010): The hot spring deposits near Magyarút and their paleobotanical analysis, (Börzsöny Mountains, Hungary). – *Hungarian Geographical Bulletin* 59, pp. 3–16.
24. HAHN GY. (1989): Magyarországi löszök és teraszok új (1989) kronosztratigráfiai tagolásának alapjai. – *Földrajz A sorozat*, Bányászat 64, Miskolci Egyetemi kiadó. pp. 63–113.
25. HALAVÁTS GY. (1898): A Budapest-vidéki kavicsok kora. – *Földtani Közlöny*, 28, pp. 291–299
26. HORVÁTH F. (1993): Towards a mechanical model for the information of the Pannonian Basin. *Tectonophysics*, 226, pp. 287–300.
27. JANKOVICH I., HÁLA J. (1972): Magyarázó a Börzsöny-hegység fedetlen földtani térképéhez, 1: 25 000, Márianosztra. MÁFI Adattár.
28. JÁMBOR Á. (2002): A magyarországi pleisztocén éleskavics előfordulások és földtani jelentőségük. – *Földtani Közlöny* 132/különszám, pp. 101–116.
29. KARÁTSZON D. (2007): Börzsönytől a Hargitáig. Vulkanológiai tanulmányok a Kárpátok miocén-pliocén tűzhányóláncából. – Typotex, Budapest, pp. 41–170.
30. KÁDÁR L. (1955): A folyókanyarulatok elmélete és a hegységek áttörésében való szerepe. – Dunántúli Tudományos Gyűjtemény, Pécs, pp. 3–18.

31. KÉZ A. (1934): A Duna Visegrádi áttörése. – MTA *Mathematikai és Természettudományi Értesítő* 50, Budapest, pp. 713–747.
32. KÉZ A. (1942): Az erózióról és a terraszokról. *Földrajzi Közlemények*, 70, pp. 1–32.
33. KOCH A. (1871): A Szt.-Endre-Vissegrádi és a Pilis hegység földtani leírása. in: A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve 1871. 141–198.
34. KOPEK G. (1954). Észak-Magyarországi miocén korallók. – Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve XLII. köt, 1. füz. pp. 3–33.
35. KORECZNÉ LAKY I. (1980): A Börzsöny-hegység miocén képződményeinek Foraminifera vizsgálata. – Kézirat MÁFI Adattára, Budapest.
36. KORPÁS L., CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E. (1999): A Börzsöny – Visegrádi-hegység és környezetének fedetlen földtani térképe. 1:50 000, MÁFI, Budapest.
37. KORPÁS L. (szerk.) (1998): Magyarázó a Börzsöny és Visegrádi-hegység földtani térképéhez. – MÁFI, Budapest, 178p.
38. LÁNG S. (1952): A Börzsöny geomorfológiája. – *Földrajzi Értesítő*, Budapest. 1 pp. 315–336, 443–465.
39. LÁNG S. (1955): A Márta és a Börzsöny természeti földrajza. – Akadémiai kiadó, Budapest, 512 p.
40. MAROSI S., SOMOGYI S. (szerk.) 1990: Magyarország Kistáj-katasztere I-II. – MTA-FKI, Budapest, 1990. pp. 757–760.
41. MCFADDEN L.D., S.G. WELLS – M. J. JERCINOVICH. (1987): Influences of eolian and pedogenic process on the origin and evolution of desert pavements. *Geology*, v. 15, pp. 504–508.
42. NAGY B. (1983): Metallogenic, mineralogical and geochemical results on ore mineralizations in the Börzsöny Mountains, North Hungary. – *Acta Geologica Hungarica* 26, pp.149–165.
43. NOSZKY J. (1935): Budapest környékének helvétien rétegei. – *Földtani közlöny*, 65, 163–182 pp.
44. NOSZKY J. (1940): A Cserhát hegység földtani viszonyai. Magyar tájak földtani leírása. – Magyar Királyi Földtani Intézet, Budapest. 283 p.
45. ŐRSI A. (2009): Geodiverzitás-vizsgálat egy Nyugat-Bükki mintaterületen. – Diplomamunka, ELTE-TTK, Természetföldrajzi Tanszék.
46. PAPP F. (1933): Márianosztra és Nagyirtáspuszta környékének kőzet és földtani felépítéséről. – *Földtani Közöny* 63, pp. 62–95.
47. PÉCSI M. (1953): Morfológiai megfigyelések a Duna völgyében Dunabogdány-Szentendre és Nógrádverőce-Dunakeszi között. – *Földrajzi Értesítő*, pp. 149–174.

48. PÉCSI M. (1959): A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalaktana. – Akadémiai Kiadó, Budapest, 345 p.
49. PÉCSI M., SCHEUER GY., SCHWEITZER F. (1988): Neogen and Quaternary geomorphological surfaces and lithostratigraphical unit in the Trans Danubian Mountains. – In: PÉCSI M. and STARKEL L. (eds): Paleogeography of Carpatian Regions. Akadémiai Kiadó, Budapest, 11–41.
50. PINCZÉS Z. (2005): A Tokaj-hegység kistájai. - *Földrajzi Értesítő*, 54, pp. 209–241.
51. PRAKFULVI P. (2009): A Nógrádi Vas-bánya-hegy vasércének kutatástörténete, földtana és genetikája. – Nógrád megye ércbányászata 3. Polar-Stúdió, 24 p.
52. RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., LINZER, H.-G. and MARLE, O., (1991): Lateral extrusion in the Eastern Alps, part 2: Structural analysis. *Tectonics*, 10, 257–271.
53. ROYDEN, L. H., (1988): Late Cenozoic tectonics of the Pannonian basin system. In: Royden, L. H. és Horváth, E (szerk.), The Pannonian Basin. Ass. Amer. Petr. Geol. Mem., 45: 27–48.
54. RUSZKICZAY RÜDIGER ZS., DUNAI T., FODOR L., BADA G., LEÉL-ŐSSY SZ., HORVÁTH E. 2005: Middle to late Pleistocene uplift rate of the Hungarian Mountain Range at the Danube Band (Pannonian Basin) using in situ produced ³He. – *Tectonophysics*, 410. 1-4. pp. 173-187.
55. SALAMON F. (1878): Buda-Pest története, I. kötet – Buda-Pest az ókorban, 155 p.
56. SÓBÁNYI GY. (1906): A Duna balparti mellékfolyóinak hydrográfiája. – *Mathematikai és Természettudományi közlemények*. 28. Kötet.
57. SCHAFARZIK F. (sajtó alá rendezte) (1895): Geológiai adatok a dunai trachitsoport balparti részére vonatkozólag (szemelvénny Dr. Szabó József hátrahagyott jegyzeteiből) – Budapest, *Földtani Közlöny* 25. 303–320.
58. SCHAFARZIK F. (1921): Vác városa fiatalabb pleisztocén (diluvális) terrasza – *Hidrológiai Közlöny*, 1, pp. 40–44.
59. SCHEUER GY., SCHWEITZER F. (1973): A magyarországi travertínó összletek képződésének fázisai a negyedkorban. – *Földrajzi Közlemények*, 101, pp. 133–144.
60. SCHEUER GY., SCHWEITZER F. (1988): A Gerecse és a Budai-hegység édesvízi mészkőösszletei. – *Földrajzi tanulmányok*, Akadémiai kiadó, Budapest, 129 p.
61. SCHLEICHER A. (1953): Adatok a Börzsöny-hegység ércbányászatának történetéhez. – *A Magyar Tudományos Akadémia Műszaki Tudományok Osztályának Közleményei*. 9. pp. 414–435.
62. SCHWEITZER F. (2009): Jégkorszakok kialakulásának lehetőségei a késő neogénben. In: Fábián Sz Á, Görcs N L (szerk.) 100 éves a jégkorszak: A jégkorszaki klímaváltozások kutatása Penck-Brücknertől napjainkig (1909-2009).

63. SCHWEITZER F. (2013): A Pannon-medencebeli folyóhálózat kialakulása. – In. Kis É. (szerk). Terresztrikus domborzatfejlődés a Vértes és a Gerecse környezetében a felső-miocéntől a holocénig. MTA-CSFK, Budapest. pp. 49-73.
64. SHOLZ G. (1970): A Visegrádi Fekete-hegy tortonai korall faunája. – *Földtani Közlöny* 100, pp. 192–206.
65. SUMMERFIELD, M.A. (1991): *Global Geomorphology: An Introduction to the Study of Landforms*, Longman/Wiley, London/New York 537 p
66. SZABÓ J. (1862): Egy kontinentális emelkedés és süllyedésről Európa délkeleti részén. – A Magyar Tudományos Akadémia Évkönyve, 10, 93 p.
67. SZEBERÉNYI J., SCHWEITZER F., FÁBIÁN SZ. Á., BALOGH J., KIS É., VARGA GY., VICZIÁN I. (2013) Az édesvízi mészkövek egy típusa a Szokolyai-medencében. – *Földrajzi Közlemények* 137, (2) pp 121-132.
68. SZÉKELY A. (1997): Vulkánmorfológia. – ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 234p.
69. TAKÁTS S. (1902): Vasbánya-nyitás Vác mellett 1727-ben. – Magyar Gazdaságtörténeti Szemle. 9. pp. 382–383.
70. TELBISZ T. (2009): Digitális domborzatelemzési módszerek alkalmazása a karsztos területek geomorfológiai térképezésében. – A HunDEM 2009 és a GeoInfo 2009 konferencia és kerekasztal válogatott tanulmányai, ppt.
71. VADÁSZ E. (1953): A Nógrádi éleskavics-terület. – *Földtani Közlöny*, Budapest, 83, 57–59 pp.
72. VARGA G., FÁBIÁN SZ. Á., KOVÁCS J. (2003): Szempontok a Pannon-medence felszínfejlődéséhez a messinai sókrízis idején. Közlemények a PTE Természet-tudományi Tanszékéről. 23. pp. 3–14.
73. VARGÁNÉ MÁTHÉ K. (1975-76): Jelentés a Börzsöny-hegység oligocén-miocén kavicsos üledékeiről. MÁFI Adattár.
74. VENDL A. (1928): Adatok a Duna nagymaros-szentendrei szakaszának ismertetéséhez. *Hidrológiai. Közlöny*. VII-VIII. 26.
75. WAGNER W. (1950): Diluviale Tektonik im Senkungsbereich des nördlichen Rheintalgrabens und an seiner Randern. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., VI. Folge, H1: 177-192, Wiesbaden.